

N° d'ordre : 2229

THÈSE

Présentée

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE TOULOUSE

Spécialité : Sciences Agronomiques

BIOGÉOCHIMIE ET HYDROCLIMATOLOGIE APPLIQUÉES À L'AMÉNAGEMENT DES BASSINS FLUVIAUX. MODÈLES DE MÉLANGE. DIAGNOSTIC ET PRÉVISION.

CAS DU NIGER, DE L'AMAZONE ET DE LA GARONNE.

Par

Vincent BUSTILLO

Ingénieur ENSAT

Soutenue le 15 Juin 2005 devant le jury composé de :

M. Jean-Claude REVEL, Professeur des Universités (INP Toulouse, ENSAT).....Président
M. Michael W. EDMUNDS, Professeur des Universités (Oxford, UK).....Rapporteur
M. Philippe FREYSSINET, Ingénieur au Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM).....Rapporteur
M. Reynaldo VICTORIA, Professeur des Universités (USP, São Paulo, Brasil).....Examineur
M. Yves TARDY, Professeur des Universités (INP Toulouse, ENSAT).....Directeur de thèse

RÉSUMÉ

L'objectif de ce travail est de présenter une démarche élaborée et un protocole relativement simple pour l'étude du comportement de bassins fluviaux de toutes tailles, afin de prévoir les réactions de l'Environnement aux oscillations hydroclimatiques naturelles ainsi qu'aux perturbations par pollutions d'origine agricole, urbaine ou industrielle. La méthodologie retenue repose sur la décomposition des hydrogrammes de crue en réservoirs de composition constante mais de contributions variables. L'application du modèle porte sur les bassins du Niger, de la Garonne, du Girou et de l'Amazone (incluant ses 8 principaux affluents).

Le mémoire de thèse est composé de 5 chapitres :

- Chapitre 1 : Tests de validation géochimique, hydrologique et statistique du modèle à 3 réservoirs ;
- Chapitre 2 : Erosion et pédologie dynamique sur le bassin du Niger amont ;
- Chapitre 3 : Cycles biogéochimiques sur le bassin de l'Amazone et éclairage isotopique ;
- Chapitre 4 : Modèles de mélange appliqués au diagnostic des perturbations anthropiques sur les bassins versants de la Garonne et du Girou.
- Chapitre 5 : Prévision des réactions de l'Environnement aux oscillations du climat.

Mots-clés : Séparation d'hydrogramme, Hydrologie, Erosion, Biogéochimie, Environnement, Pédologie dynamique, Géochimie isotopique, Bassins versants.

Abstract :

The objective of this research is to present a conceptual protocol of study, rather simple, to predict the bio-geochemical behaviour and the environmental reactions of fluvial basins, whatever their size, to natural hydroclimatic oscillations and to anthropogenic perturbations. The methodology is based on the hydrograph separation in reservoirs of constant composition but variable contributions. The model is applied to the Niger River, the Garonne River, the Girou River, and the Amazon River basins (including its 8 major tributaries).

The memoire is divided into 5 chapters:

- Chapter 1: Tests of geochemical, hydrological and statistical validity applied to 3 reservoirs mixing models.
- Chapter 2: Erosion and soil dynamics in the Niger River basin.
- Chapter 3: Biogeochemical cycles and isotopic insights in the Amazon River basin;
- Chapter 4: Mixing models applied to the diagnosis of anthropogenic perturbations in the Garonne River and Girou River basins.
- Chapter 5: Forecast of environmental reactions to climatic oscillations.

Key words : Hydrograph separation, Hydrology, Erosion, Biogeochemistry, Environment, Soil dynamics, Isotopic geochemistry, River basins.

AVANT PROPOS

Avant de présenter les résultats de mes 5 années de recherches, je tiens à adresser mes plus sincères remerciements à Monsieur Yves TARDY, Professeur de Géochimie à l'INP Toulouse, pour avoir su diriger mes travaux d'une manière efficace, résolue et audacieuse. Je lui exprime ma plus profonde reconnaissance pour l'énergie dépensée et impulsée ainsi que mon admiration pour ses inspirations nombreuses et brillantes. Cette thèse doit beaucoup à la participation décisive du professeur Michael W. EDMUNDS, anciennement directeur du Service d'hydrologie du British Geological Survey et actuellement Professeur à l'Université d'Oxford, que je remercie pour avoir accepté de porter un regard critique et éclairé sur mon travail. Je suis également très honoré de la participation à mon jury de thèse du Professeur Reynaldo VICTORIA, directeur du CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Université de São Paulo, Brésil) et spécialiste de renommée mondiale sur la biogéochimie de l'Amazonie. Cette thèse a bénéficié d'une relecture détaillée, efficace et éminemment constructive de Monsieur Philippe FREYSSINET, spécialiste de la dynamique des sols tropicaux et des latérites, directeur adjoint du service "Environnement et procédés" au BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), et récemment nommé responsable du programme Eco-technologies à l'Agence Nationale de la Recherche. Monsieur Jean-Claude REVEL, Professeur de Pédologie à l'INP-ENSAT, a été un de mes maîtres lors de ma formation d'ingénieur agronome. Par ses talents de pédagogue et sa connaissance incomparable des sols du monde, J.C. REVEL m'a fait découvrir et aimer la pédologie. Je lui suis infiniment reconnaissant de sa participation à mon jury de thèse.

Cette période de thèse a été une confrontation brutale avec l'apprentissage du doute qui est le fondement même de la science. Les élèves ingénieurs, dont j'ai fait partie, ne sont pas formés ni préparés au questionnement perpétuel qui fait la spécificité du travail de recherche. La formation doctorale permet d'acquérir ces compétences indispensables au développement de la créativité et de la rigueur.

La gestation de cette recherche a été longue. Engagé à la sortie de l'ENSAT comme chargé de mission "formation, recherche et développement" par le Lycée agricole d'Aubenas (Domaine Olivier de Serres, Station Expérimentale du Pradel, Ardèche), j'ai dû mener de front une formation doctorale et une activité professionnelle. Les aménagements de temps offerts par mon employeur et l'attitude bienveillante de l'INP Toulouse ont permis à cette thèse d'aboutir dans les délais. J'adresse à Monsieur Roger BROUET, directeur de la Station Expérimentale, mes plus cordiaux remerciements pour la bienveillance et la sympathie témoignées. Je dois également beaucoup à mes collègues Vincent FARGIER, Nicolas CRIN, Maurice CHAMBON et Sébastien PRADAL qui se sont relayés pour faire mon éducation paysanne et m'enseigner le sens pratique. Je n'oublie pas Joan FREY-DIALLO, ingénieur environnement, pour son soutien moral précieux et son amitié fidèle. J'exprime enfin une profonde reconnaissance aux formateurs du Centre de Formation Professionnelle et de Promotion Agricoles, parmi lesquels Laurent VIDAL et Bernadette LAVILLE, pour la confiance qu'ils m'ont accordée. Ils m'ont notamment donné l'occasion d'enseigner auprès d'un public adulte, particulièrement dynamique et positivement exigeant. Les rencontres faites au Domaine Olivier de Serres et l'expérience acquise dans ce site historique prestigieux ont été de précieux révélateurs dans le lent processus de maturation de mon projet professionnel.

Ce travail doit beaucoup aux encouragements de mes proches qui ont su, par leurs conseils avisés, me guider vers ce qui est essentiel. Mes pensées vont naturellement à ma famille de Bordeaux et de Tahiti, à la famille BLANC dans la Drôme et à ma compagne Mélanie qui ont chacun, à différents moments, contribué à m'insuffler l'énergie nécessaire à l'aboutissement de cette recherche.

Mes parents m'ont enseigné la persévérance et l'humilité. Ils m'ont permis, par leur soutien inextinguible, de concrétiser ma vocation scientifique.

Je leur dédie cette thèse.

Plan de l'ouvrage

Le mémoire de thèse se compose de 5 chapitres.

Le chapitre 1 livre un récapitulatif de l'ensemble des résultats obtenus par décomposition des hydrogrammes de crue en trois réservoirs. L'objectif est de confronter les sorties du modèle pour l'ensemble des bassins fluviaux étudiés, en confondant des situations climatiques et géologiques très variées. L'influence des facteurs climatiques, lithologiques et morphologiques sur la dynamique des sols et les bilans d'altération est plus précisément abordée.

Le chapitre 2 est consacré à l'étude du bassin supérieur du Niger. La fréquence d'échantillonnage et la diversité des paramètres analysés offrent un support d'études remarquable à partir duquel est exposée la méthodologie retenue pour la détermination des bilans d'érosion. La stratification des nappes et l'identification d'un réservoir salé en début de crue permettent de combler les insuffisances observées du modèle à 3 réservoirs.

Le chapitre 3 est consacré à l'étude du bassin de l'Amazone et de ses 8 principaux affluents : les Rios Solimões, Iça, Japurá, Jutai, Juruá, Purus, Negro et Madeira. La prise en compte d'un quatrième réservoir, impliquant spécifiquement les plaines d'inondation, permet de préciser l'interférence des plaines d'inondation sur les cycles biogéochimiques et de mieux cerner la dynamique des sols.

Le chapitre 4 concerne le bassin de la Garonne, considéré sur sa portion amont, à la station de Toulouse, et à l'aval, à la station de La Réole. Une étude plus spécifique est conduite sur le petit bassin versant à vocation agricole du Girou. L'objectif est de tester l'aptitude des modèles de mélange à diagnostiquer les perturbations anthropiques et à les quantifier. Un bilan méthodologique est proposé.

Le chapitre 5 est une application directe des modèles présentés dans les chapitres précédents. Une prévision des bilans géochimiques des bassins fluviaux du Niger, de l'Amazone et de la Garonne est établie en fonction du climat. La transposition des modèles de mélange est réalisée sur des séries hydrologiques longues, ce qui offre une lecture rétrospective du comportement des bassins versants et un aperçu prospectif en prévision des fluctuations climatiques futures.

Documents de référence

Le travail de recherches s'appuie sur des bases de données retenues pour la diversité des paramètres analysés et pour la pertinence des stratégies d'échantillonnage mises en oeuvre. Les données analytiques ont fait l'objet de multiples publications qui fournissent l'essentiel des interprétations. L'originalité de ce travail repose sur la méthode de traitement des données qui permet un croisement des informations chimiques, hydroclimatiques et morphologiques, décryptées selon un protocole d'études spécifique.

Un contrôle périodique de la qualité des eaux sur 85 échantillons répartis au cours de 3 cycles hydrologiques (1990-93), sur le bassin du Niger amont, à l'exutoire de Bamako (Mali), a été réalisé. Les données chimiques ont été publiées par Boeglin et Probst (1996), et interprétées ultérieurement dans une série d'articles de Boeglin *et al.* (1997a, 1997b, 1998a, 1998b). Une approche méthodologique détaillée et transversale, s'appuyant sur le découpage des hydrogrammes de crue et l'identification des pôles d'altération, a récemment été proposée par Tardy, Bustillo et Boeglin (2004).

BOEGLIN J.L. et PROBST J.-L. (1996)- Transports fluviaux de matières dissoutes et particulières sur un bassin versant en région tropicale : le bassin amont du Niger au cours de la période 1990-1993. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg.

BOEGLIN J.L. et TARDY Y. (1997a)- Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Découpage d'hydrogramme en quatre écoulements. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **325** (2a), 125-131.

BOEGLIN J.L., MORTATTI J. et TARDY Y. (1997b)- Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Bilan géochimique de l'altération en milieu tropical. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **325**, 2a, 185-191.

BOEGLIN J.L. et PROBST J.L. (1998a)- Physical and chemical weathering rates and CO₂ consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin. *Chem. Geol.*, **148**, 137-156.

BOEGLIN J.L., ROQUIN C., MORTATTI J. et TARDY Y. (1998b)- Erosion chimique et mécanique sur les bassins du Niger et de l'Amazone. Evolution climatique et paléoclimatique des paysages tropicaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **326**, 2a, 625-632.

TARDY Y., BUSTILLO V. et BOEGLIN J.L. (2004)- Geochemistry applied to the watershed survey: case of the Niger River, Africa. *Applied Geochemistry*, **19**, 469-518.

Concernant le bassin de l'Amazone, les données analytiques ont été recueillies entre 1982 et 1984 au cours du projet CAMREX (Carbon in the Amazon River Experiment) qui est un programme scientifique imaginé et mis en œuvre conjointement par l'université de Washington, à Seattle, le CENA (Université de São Paulo, Brésil) et l'INPA (Manaus, Brésil), et financé par les fonds de recherches Brésiliens (CPTEC), l'US National Science Foundation et la NASA. Ce programme scientifique a été conçu pour améliorer la compréhension des dynamiques physiques et biogéochimiques du carbone sur le bassin Amazonien. Le projet CAMREX s'est concrétisé par 13 excursions sur l'Amazone et 8 de ses principaux affluents entre 1982 et 1991. Les résultats analytiques retenus, soit 8 excursions par station de 1982 à 1984, correspondent à ceux utilisés et publiés par Mortatti (1995), et figurant dans le CD-ROM Pre-LBA Initiative (CPTEC/INPE, Cachoeira Paulista, São Paulo, Brésil). Le projet CAMREX a eu un retentissement scientifique considérable, dont témoignent les nombreuses publications qu'il a alimentées (> 120) concernant notamment les flux d'eau et de sédiments (Meade *et al.*, 1985 ; Richey *et al.*, 1986 ; Richey *et al.*, 1990), la dynamique des sédiments (Mertes *et al.*, 1996 ; Dunne *et al.*, 1998) et des substances bioactives (Forsberg *et al.*, 1988 ; Martinelli *et al.*, 1992 ; McClain *et al.*, 1994 ; Devol *et al.*, 1995 ; McClain *et al.*, 1997) dans les plaines d'inondation; la diagenèse des sédiments dans les cours d'eau (Victoria, 1989 ; Johnsson et Meade, 1990 ; Martinelli *et al.*, 1993 ; Keil *et al.*, 1997) ; le dégazage de CO₂ des cours d'eau (Devol *et al.*, 1987 ; Richey *et al.*, 1988 ; Devol *et al.*, 1994, Richey *et al.*, 2002) le métabolisme de la matière organique par traçage biochimique (Ertel *et al.*, 1986 ; Hedges *et al.*, 1986, 1994, 2000 ; Aufdenkampe *et al.*, 2001) ou isotopique (Araujo-Lima *et al.*, 1986 ; Hedges *et al.*, 1986b ; Martinelli *et al.*, 1991 ; Quay *et al.*, 1992 ; Victoria *et al.*, 1992 ; Forsberg *et al.*, 1993 ; Quay *et al.*, 1995, Brandes *et al.*, 1996) ; le traçage isotopique du cycle de l'eau (Martinelli *et al.*, 1996).

Une synthèse des données, envisagée par le prisme du découpage d'hydrogrammes, a été proposée par Tardy, Bustillo *et al.* (2005).

Pre-LBA Initiative, Jose A. MARENGO et Reynaldo L. VICTORIA, Eds (1998)- CD-ROM Data set. CTPEC/INPE, Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticas, Rodovia Presidente Dutra, km 40, 12630-000, Cachoeira Paulista São Paulo, Brasil.

TARDY Y., BUSTILLO V., ROQUIN C., MORTATTI J. et VICTORIA R.L. (2005, sous presse)- The Amazon. Bio-Geochemistry Applied to the River basins management. Part 1- Hydroclimatology, Hydrograph Separation, Mass transfer balance, stable isotopes and modelling. *Applied Geochemistry*. 120 pages + annexes.

FORSBERG B.R., DEVOL A.H., RICHEY J.E., MARTINELLI L.A. et DOS SANTOS H. (1988)- Factors controlling nutrient concentrations in Amazon floodplain lakes. *Limnology and Oceanography*, **33**, 41-56.

HEDGES J.I., COWIE G.L., RICHEY J.E., QUAY P.D., BENNER R. et STROM M. (1994)- Origins and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbohydrates and amino acids. *Limnology and Oceanography*, **39**, 743-761.

MARTINELLI L.A., VICTORIA R.L., DEMATTE J.L.I., RICHEY J.E. et DEVOL A.H. (1993)- Chemical and mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments, Brazil. *Applied Geochemistry*, **8**, 391-402.

MEADE, R.H., DUNNE T., RICHEY J.E., SANTOS U. M. et SALATI E. (1985)- Storage and remobilization of sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, **228**, 488-490.

MORTATTI J. (1995)- Erosão na Amazônia : processos. Modelos e balanço. Ph-D Thesis, Univ. São Paulo, Brazil.

QUAY, P.D., WILBUR D.O., RICHEY J.E., HEDGES J.I., DEVOL A.H. et VICTORIA R.L. (1992)- Carbon cycling in the Amazon River: Implications from the ¹³C composition of particles and solutes. *Limnology and Oceanography*, **37**, 857-871.

RICHEY J.E., MEADE R.H., SALATI E., DEVOL A.H., NORDIN C.F. et DOS SANTOS U. (1986)- Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River : 1982-1984. *Water Resources Research*, **22**, 756-764.

RICHEY J.E., HEDGES J.I., DEVOL A.H., QUAY P.D., VICTORIA R.L., MARTINELLI L.A. et FORSBERG B.R. (1990)- Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. *Limnology and Oceanography*, **35**, 352-371.

VICTORIA R.L., MARTINELLI L.A., MORTATTI J. et RICHEY J.E (1991)- Mechanisms of water recycling in the Amazon Basin: Isotopic insights. *Ambio*, **20**, 384-387.

Le bassin de la Garonne fait l'objet d'une surveillance régulière, depuis 1971, par l'agence de l'eau Adour-Garonne. La mise en évidence d'une dégradation de la qualité des eaux a attiré l'attention des pouvoirs publics et de la communauté scientifique, et dans un second temps fait émerger plusieurs programmes de recherches auxquels ont contribué l'université de Bordeaux I (Département de Géologie et d'océanographie), l'université Louis Pasteur de Strasbourg (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Centre de Géochimie de la Surface CNRS/ULP) et l'université de Toulouse III. L'essentiel des interprétations concerne le budget du carbone et des sédiments (Semhi, 1996), avec un éclairage spécifique sur le bilan d'exportation du carbone, sous forme organique et inorganique, la biogéochimie de la matière organique en milieu estuarien (Etcheber, 1986) et les émissions de CO₂ dans ces interfaces continent-océan. L'étude du bassin de la Garonne s'appuie donc à la fois sur les campagnes de mesures mensuelles de l'agence de l'eau Adour-Garonne (1971-2000) et les prélèvements réalisés dans le cadre du programme scientifique Dynamique et Bilan de la Terre (DBT/Fleuves et érosion ; 1989-1992) de l'INSU-CNRS, incluant l'Observatoire National de Terrain sur la Garonne (ONT-Garonne). Les données ont été publiées par Amiotte-Suchet et Probst (1996) et par Veyssy *et al.* (1996). Un protocole d'échantillonnage resserré, permettant l'étude détaillée des crues, a été réalisé sur le bassin versant à vocation agricole du Girou au cours de la période 1982-1985, suite aux travaux précurseurs de Probst (1983). Les données extraites de la thèse d'Etchanchu (1988) sont utilisées pour mesurer le ruissellement superficiel et les composantes du transport solide d'un cours d'eau (Etchanchu et Probst, 1986). Enfin, le suivi de quelques paramètres à un pas de temps très court (15 minutes) a été réalisé à la station de Toulouse, à l'exutoire de la Garonne amont, par le Laboratoire des Eaux de la Haute-Garonne. L'exploitation de ces données, jusqu'ici non publiées, débouche sur des recommandations méthodologiques, complémentaires des résultats présentés par Probst (1983), Probst et Bazerbachi (1986), et Etchanchu (1988) à partir d'une gamme de paramètres mesurés plus large.

AMIOTTE-SUCHET P. et PROBST J.L. (1996)- Origines du carbone inorganique dissous dans les eaux de la Garonne. Variations saisonnières et interannuelles. *Sci. Géol. Bull.*, **49**, 101-126, Strasbourg.

ETCHANCHU D. et PROBST J.L. (1986) - Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **302** (2), 1063-1068.

ETCHANCHU D. (1988)- Géochimie des eaux du bassin de la Garonne. Transferts de matières dissoutes et particulières vers l'Océan Atlantique. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Toulouse III, 156 p.

ETCHANCHU D. et PROBST J.-L. (1988)- Evolution of the chemical composition of the Garonne river during the period 1971-1984. *Hydrol Sci J*, **33**, 243-256.

ETCHEBER H. (1986) – Biogéochimie de la matière organique en milieu estuarien : comportement, bilan, propriétés. Cas de la Gironde. *Mém. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 379 p.

PROBST J.L. (1983)- Hydrologie du bassin de la Garonne. Modèle de mélange. Bilans de l'érosion. Exportation des phosphates et des nitrates. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Toulouse III, 148 p.

PROBST J.L. et BAZERBACHI A. (1986)- Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol. Bull.*, **39**, 79-98, Strasbourg.

SEMHI K. (1996)- Erosion et transferts de matières sur le bassin versant de la Garonne. Influence de la sécheresse. *Thèse Doct.*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 203 p.

VEYSSY E., COLAS C., ETCHEBER H., MANEUX E. et PROBST J.L. (1996)- Transports fluviaux de carbone organique par la Garonne à l'entrée de l'estuaire de la Gironde. *Sci. Géol. Bull.*, **49**, 127-153, Strasbourg.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION.....	1
1- Présentation des bassins.....	2
2- Protocole d'études.....	6
3- Justification de la méthode.....	9
4- Critiques.....	13
5- Résultats obtenus.....	14

CHAPITRE 1- PROTOCOLE D'ÉTUDES A TROIS RÉSERVOIRS.

RESULTATS.	15
1- Présentation du jeu de données.....	15
2- Bilan géochimique de l'altération.....	19
3- Composition des réservoirs : lecture géochimique.....	26
4- Cohérence statistique.....	35
5- Lecture hydrologique.....	42
6- Limites de la méthode.....	50

CHAPITRE 2- NIGER AMONT. ÉROSION ET DYNAMIQUE DES SOLS. 57

1- Présentation du bassin du Niger amont.....	57
2- Méthodologie.....	60
3- Analyses chimiques.....	61
4- Découpage de l'hydrogramme de crue	65
5- Les bases d'un modèle hydrologique.....	72
6- Bilan géochimique de l'altération.....	76
7- SiO ₂ libérée et CO ₂ consommé.....	79
8- Erosion chimique et mécanique	84
9- Contrôle climatique du bilan de l'érosion	89

CHAPITRE 3- AMAZONE. CYCLES BIOGÉOCHIMIQUES DANS LE SYSTEME SOL-PLANTE-RIVIÈRE. 93

1- Présentation du bassin de l'Amazonie.....	93
2- Le bilan géochimique des plaines d'inondation.....	96

3- Modèle de mélange à 4 réservoirs.....	100
4- La dynamique des sols.....	104
5- La dynamique des cours d'eau.....	119
6- Le cycle biogéochimique du carbone.....	125

CHAPITRE 4- GARONNE. VEILLE ENVIRONNEMENTALE D'UN BASSIN FLUVIAL ANTHROPISÉ..... 141

1- Contexte général.....	141
2- Découpage des hydrogrammes annuels.....	144
3- Découpage des hydrogrammes de crue.....	159
4- Lecture géochimique.....	171
5- La perturbation anthropique.....	180

CHAPITRE 5- DIAGNOSTIC ET PRÉVISION. 186

1- Les bilans hydrologiques.....	186
2- Les bilans sédimentaires.....	188
3- Bilan de l'altération chimique	190
4- La dynamique des sols.....	193

CONCLUSIONS GENERALES 195

BIBLIOGRAPHIE..... 203

INDEX DES AUTEURS..... 220

LISTE DES TABLEAUX..... 222

LISTE DES FIGURES..... 228

INDEX THEMATIQUE..... 232

INTRODUCTION

L'objectif de ce travail est de présenter une démarche élaborée et un protocole relativement simple pour l'étude du comportement de bassins fluviaux de toutes tailles, afin de prévoir les réactions de l'Environnement aux oscillations hydroclimatiques naturelles ainsi qu'aux perturbations par pollutions d'origine agricole, urbaine ou industrielle.

Le bassin versant

Dans l'étude du cycle de l'eau et des flux couplés de matière, le bassin versant s'impose comme l'unité fonctionnelle fondamentale. L'aménagement, la gestion et la protection des ressources en eau, et plus généralement la surveillance de l'environnement ne peuvent clairement se concevoir qu'attachés à la notion de station d'observation, exutoire de bassin fluvial qui constitue :

- le seul cadre pour conduire un bilan des entrées, des sorties et des transformations de matière ;
- le seul cadre pour évaluer l'impact des oscillations naturelles ou artificielles du contexte de l'environnement ;
- le seul cadre permettant le diagnostic, c'est-à-dire l'interprétation, la modélisation et la prévision des processus physiques, chimiques et biologiques qui – en raccourci – constituent la physiologie des systèmes naturels.

Echelle de temps et d'espace

Cette méthodologie prétend s'appliquer à des stations de mesure ou exutoires de surfaces drainées à toutes échelles d'espace :

- bassins fluviaux de très grande taille ($>10^6$ km²), drainés par des fleuves aux puissants débits (généralement $>10^5$ m³/s) ;
- bassins fluviaux de taille moyenne ou de très petite taille drainés par des ruisseaux ou des rivières aux faibles débits ;
- observatoires de l'environnement local ou régional.

La méthodologie s'appuie sur l'analyse de séries historiques, c'est-à-dire de séries de mesures conduites sur une durée suffisamment longue, à des fréquences qui dépendent de la taille du bassin et de la période du cycle hydrologique. Le nombre optimal de mesures est celui qui permet une modélisation à moindre coût, c'est-à-dire une prévision raisonnable du comportement physiologique du bassin. Le nombre minimal de mesures dépend aussi du choix judicieux des moments de prélèvements.

Réservoirs

Un bassin quelconque est naturellement constitué de plusieurs réservoirs : eaux superficielles, zones inondées, nappes alluviales, nappes de versant ... qui contribuent chacun en proportions variables aux flux hydriques, particuliers et dissous. La démarche proposée prétend reconstituer les conditions de milieu interne propre à chacun des réservoirs dont la taille et les limites peuvent être définis de façon arbitraire.

Exutoire, mécanismes, processus et bilans

L'exutoire est la porte de sortie de tout objet d'étude soumis à l'observation. Cette méthodologie, s'appliquant à l'exutoire d'un bassin de taille quelconque, prétend :

- retrouver le bilan des entrées, des sorties et des transferts de matière au sein du bassin ;
- reconstituer la dynamique des processus qui affectent les différents compartiments ou réservoirs ;
- remonter aux mécanismes générateurs de la composition des eaux de drainage ;
- déterminer les oscillations naturelles de bruit de fond de tous les paramètres physico-chimiques de façon à situer par leurs seuils acceptables les différentes sources de pollution.

1- Présentation des bassins

La méthodologie est appliquée à 3 cas exemplaires. L'exemple du Niger (Fig.1), bien qu'ayant fait l'objet de l'analyse des seuls paramètres physico-chimiques majeurs, offre une illustration pour ainsi dire exhaustive des champs d'interprétations ouverts par un protocole d'échantillonnage adapté (25 prélèvements par crue). L'exemple de l'Amazone (Fig.2), bien qu'ayant fait l'objet d'un nombre modeste de prélèvements, fournit un support exceptionnel de part le nombre élevé de paramètres mesurés et le maillage géographique des observatoires, organisés en réseau et situés à l'exutoire des 8 principaux affluents. Enfin, l'exemple de la Garonne (Fig.3) et d'un de ses petits affluents à vocation agricole, le Girou, permet d'aborder la question des perturbations anthropiques et de leur diagnostic.

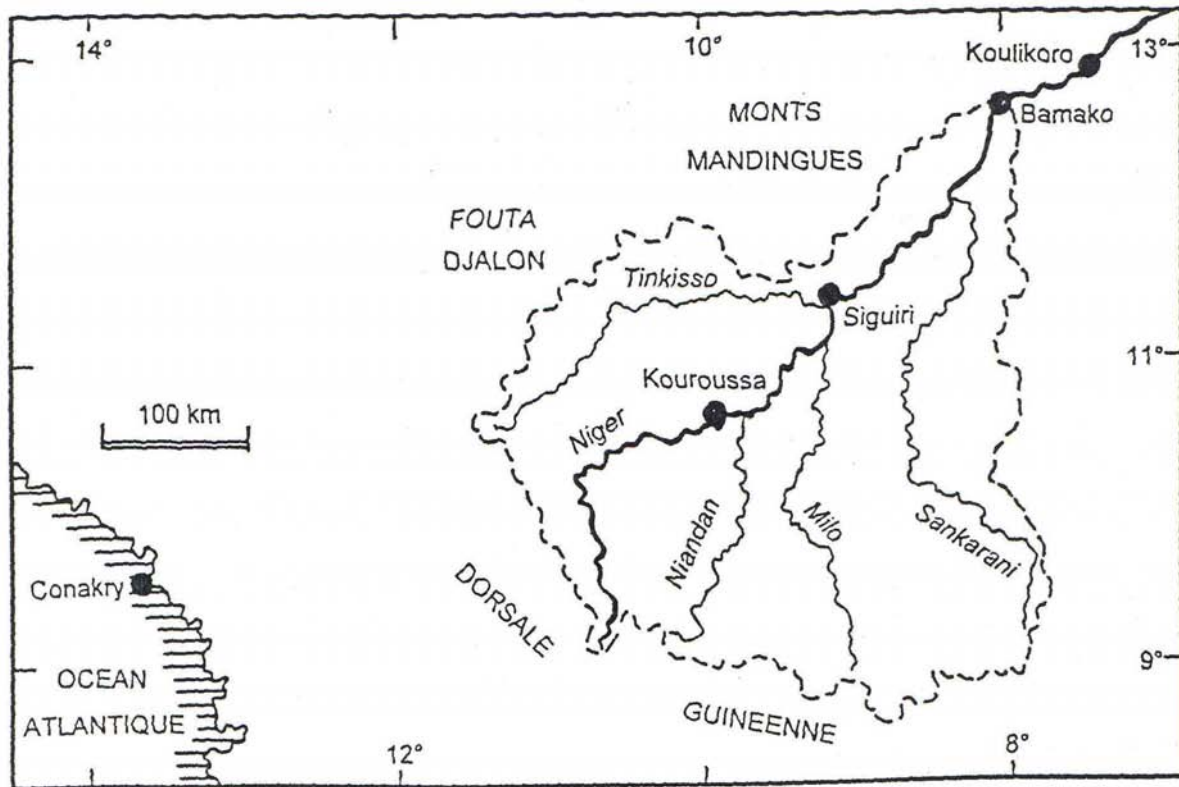


Figure 1- Carte de situation du bassin du Niger amont (d'après Boeglin et Probst, 1998).

Les caractéristiques climatiques et morphologiques de l'ensemble des bassins sont tout d'abord exposées. Une présentation détaillée des bassins est proposée dans les publications de Tardy *et al.* relatifs au bassin du Niger (2004) et de l'Amazone (à paraître).

1.1- Caractéristiques climatiques

En terme de superficie et de débit, les fleuves Amazoniens, qui couvrent 3% de la surface continentale ($4,619 \times 10^6 \text{ km}^2$) contribuent à plus de 10% du débit global, soit $165\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ (1127 mm/an). Le Madeira ($1,38 \times 10^6 \text{ km}^2$) et le Solimões ($1135 \times 10^6 \text{ km}^2$) sont les deux principaux affluents en terme de superficie alors que le Jutai, l'Iça, le Japura et le Jurua sont les plus petits. Le bassin amont du fleuve Niger qui couvre quant à lui une superficie de $117\,000 \text{ km}^2$, draine pour la période étudiée (1990-93) moins de 200 mm/an . Les fleuves étudiés en région tempérée sont de taille plus modeste, de 522 km^2 pour le bassin à vocation agricole du Girou à $52\,000 \text{ km}^2$ pour l'ensemble du bassin de la Garonne, à l'aval de la confluence avec le Lot. La Garonne amont, dont le régime est pluvio-nival, présente un débit moyen de 549 mm/an tandis que le bassin du Girou, sans attache Pyrénéenne, draine moins de 130 mm/an . La progression de l'amont vers l'aval réduit l'influence du château d'eau pyrénéen en même temps que l'irrigation des cultures détourne une partie de la ressource en eau : le débit n'excède pas en moyenne 380 mm/an à l'exutoire aval de Couthures (moyenne 1971-91).

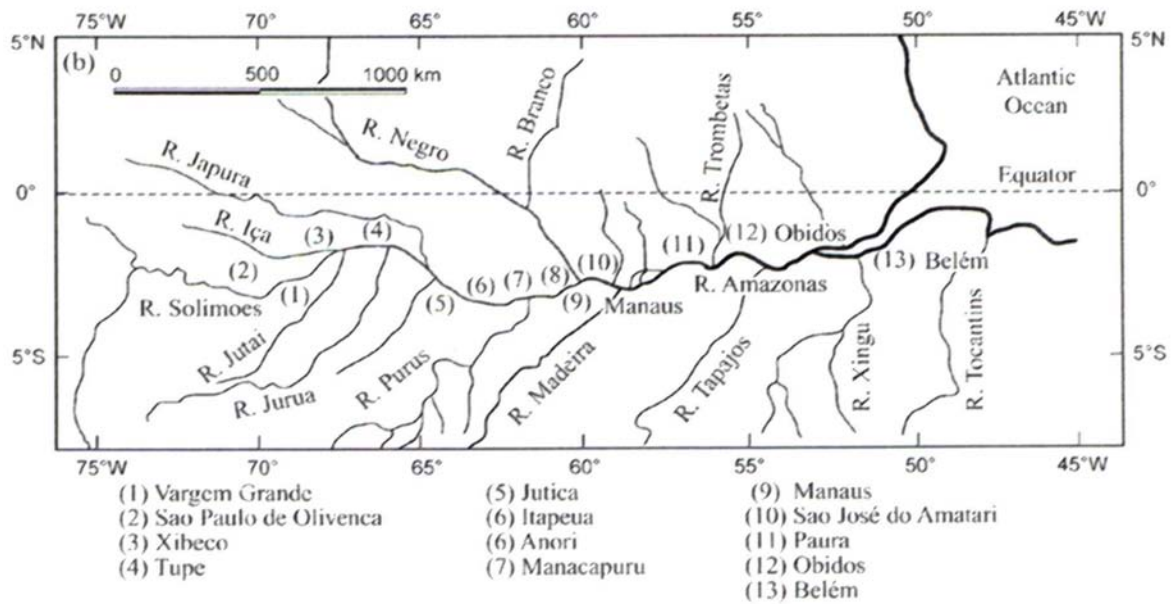


Figure 2- Carte de situation du bassin de l'Amazone (d'après Mayorga et Aufdenkampe, 2002). Localisation des principaux bassins fluviaux secondaires et de leur point de confluence au cours principal.

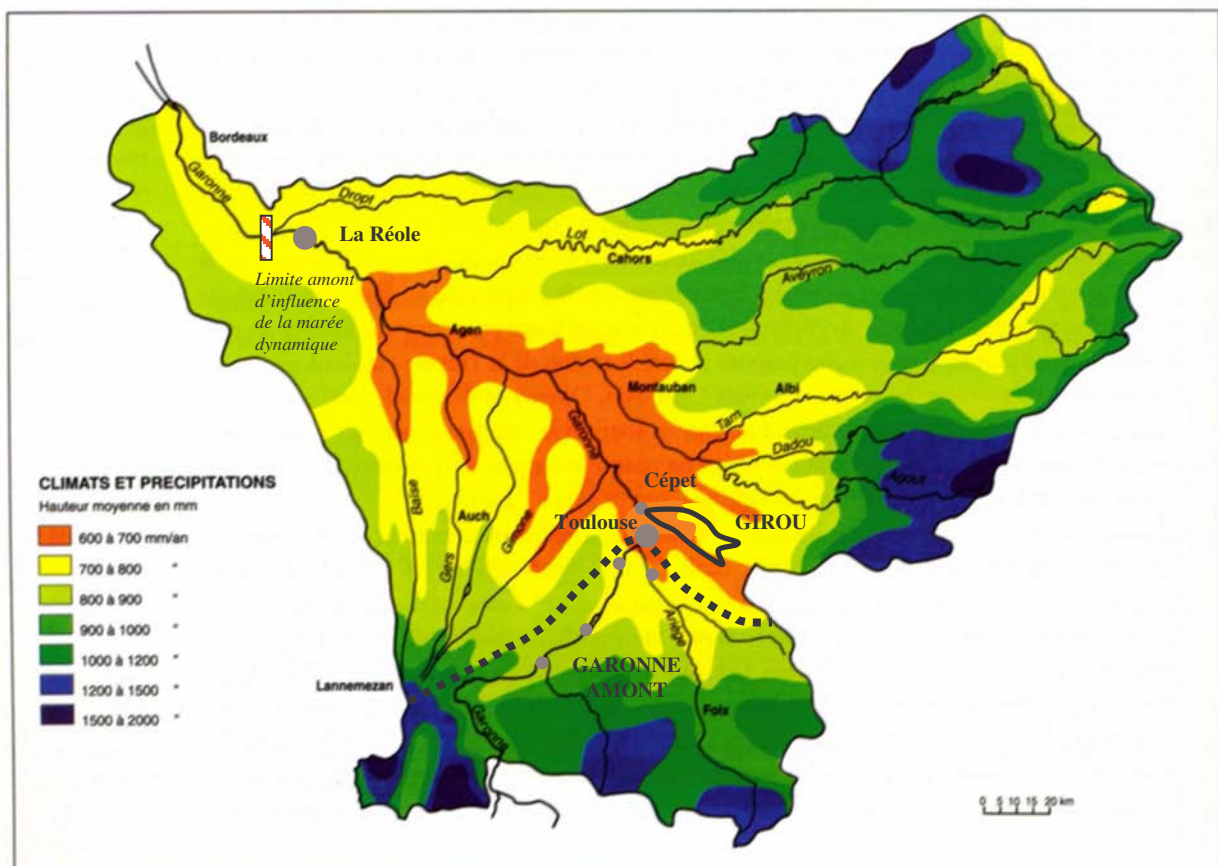


Figure 3- Répartition des pluies à l'échelle du bassin de la Garonne (d'après Mergoïl, 1993). Localisation des stations de surveillance à l'exutoire de la Garonne amont (Toulouse), du Girou (Cépet) et de la Garonne aval (La Réole) quelques kilomètres en amont de la limite d'influence de la marée dynamique.

Tableau 1- Caractéristiques climatiques des bassins versants étudiés.

N°	Bassins	Précipitations P (mm/a)	Evaporation E (mm/a)	Drainage D (mm/a)	Evap. potent. EHP (mm/a)	Fact. conc. P/D
1	Negro	2460	1250	1210	2541	2,03
2	Iça	2879	1320	1559	2438	1,85
3	Jutai	2781	1320	1461	2513	1,90
4	Japurá	3127	1380	1747	2470	1,79
5	Purus	2176	1170	1006	2529	2,16
6	Madeira	1578	955	623	2419	2,53
7	Juruá	1455	911	544	2437	2,67
8	Solimões	2556	1250	1306	2446	1,96
9	Σ Rios	2196	1145	1051	2394	2,09
10	Amazonie	2337	1210	1127	2508	2,07
11	Niger	950	754	196	3655	4,85
12-13	Garonne aval	656	414	242	1122	2,71
14-15	Girou	550	433	117	2028	4,69
16-17	Garonne amont	1070	521	549	1017	1,95

Les périodes d'études doivent être replacées dans un contexte climatique moyen. Sur le bassin Amazonien, les fleuves drainant la partie sud : Madeira (-6,5%), Juruá (-22,9%), Jutai (-14,3%) présentent une saison sèche renforcée pendant les 3 années du projet CAMREX tandis qu'au nord, les bassins drainant le piémont andin sont mieux arrosés que lors d'une année moyenne : Japurá (+13,9%), Solimões (+3,9%), Iça (+2,9%). Sur le bassin du Niger, l'écoulement observé (196 mm/a) pendant les 3 années d'études est très nettement inférieur à la moyenne séculaire (407 mm/a). Sur le bassin de la Garonne, à l'exutoire de La Réole, les années 1989-91 au cours desquelles ont eu lieu les campagnes de prélèvement sont parmi les plus sèches (242 mm/an contre 380 mm/an en moyenne) qu'ait connues la région. Par contre, sur le bassin du Girou et sur la Garonne amont, les conditions climatiques observées au cours des années étudiées (respectivement 1983-84 et 1999-2000) sont conformes à la moyenne. Seule la crue de Juin 2000, observée sur la Garonne amont, présente véritablement un caractère exceptionnel.

Sur un cycle hydrologique annuel, il est utile de pouvoir relier les trois termes du bilan hydrologique P, E, D : connaissant le débit (D) par exemple, on peut évaluer la pluie (P) et l'évaporation (E) sur le bassin versant. Dans cette optique, Tardy et Roquin (1998) ont proposé de relier ces trois variables en calculant l'évaporation hydrologique potentielle EHP. Ce paramètre a été testé à l'échelle globale, par tranche de latitude et par continent et s'est révélé apte à relier la pluie (P), l'évapotranspiration réelle (E) et le drainage (D) de la manière suivante:

$$E = EHP \cdot P / (EHP + P) \quad (\text{éq. 1})$$

$$D = P^2 / (EHP + P) \quad (\text{éq. 2})$$

de sorte que $E + D = P$.

Considérant les 14 cas étudiés, on s'aperçoit que l'évaporation hydrologique potentielle varie de 1017 mm/an pour la Garonne amont à 3655 mm/an pour le Niger. Les valeurs relevées pour les fleuves Amazoniens se situent aux alentours de 2400 mm/an tandis que la Garonne aval et le Girou atteignent respectivement 1122 et 2028 mm/an. L'écart observé entre le Niger et les fleuves Amazoniens s'explique par les différences de l'humidité de l'air, voisine de 70% dans le premier cas contre 85 % dans le second.

1.2- Caractéristiques morphologiques

Les caractéristiques morphologiques des différents bassins analysés apparaissent au tableau 2 qui livre l'altitude moyenne (calculée à partir de la base de données Hydro1K, maille 0,1° lat. x 0,1° long. pour l'Amazonie et le Niger), l'altitude en dessous de laquelle se retrouve 95% de la superficie du bassin versant (Alt 0,95), l'altitude au-dessus de laquelle se retrouve 95% de la superficie du bassin (Alt 0,05), la longueur du cours d'eau principal, le périmètre et la superficie desquels on déduit la compacité (Ic) et enfin la pente moyenne. On distingue les bassins montagneux qui ont une altitude moyenne élevée : Solimões (1270 m), Garonne amont (865 m), Madeira (518 m), Japurá (321 m) et Iça (297 m) des bassins de plaine dont l'altitude moyenne est plus modeste : Jutai (96 m), Juruá (169 m), Negro (171 m), Purus (172 m), Girou (208 m).

Tableau 2- Caractéristiques topographiques (altitude moyenne, Alt 0,95, Alt 0,05, pente moyenne) et morphologiques (indice de Gravelius, périmètre, superficie) des bassins étudiés.

Bassins	Alt. moy (m)	Altitude 0,95 (m)	Altitude 0,05 (m)	Longueur (km)	Périmètre (km)	Superficie (km ²)	Indice de compacité (Ic)	Pente moy. (m / km)
Negro	171	543	37	1600	4650	755 000	0.66	0.09
Iça	297	1364	87	1140	2340	148 000	0.58	0.32
Jutai	96	131	69	620	1700	74 000	0.57	0.06
Japura	321	1543	59	1440	3340	289 000	0.57	0.29
Purus	172	401	53	1540	3560	372 000	0.61	0.12
Madeira	518	2844	83	2370	6300	1 380 000	0.66	0.22
Jurua	169	309	71	1240	2980	217 000	0.55	0.13
Solimões	1270	4331	95	2400	5690	1 135 000	0.66	0.66
Σ Rios	579	2317	73	1985	10460	4 370 000	0.71	0.14
Amazone	532	3372	47	3600	10460	4 619 000	0.73	0.13
Niger	481	759	357	540	1500	117 000	0.81	0.22
Garonne aval	300	750	95	460	1100	52 000	0.73	0.53
Girou	208	265	141	54	140	522	0.58	1.75
Garonne amont	865	2355	175	180	600	10 000	0.59	4.10

Les bassins montagneux présentent une partie amont très escarpée comme l'indique l'indice Alt 0,95 s'échelonnant de 4331 m pour le Solimões à 1564 m pour l'Iça tandis que les bassins de plaine culminent à des altitudes beaucoup plus faibles : par exemple, le Jutai affiche Alt 0,95 = 131 m. Une approche plus détaillée de la morphologie permet de différencier les bassins drainant des vallées plutôt encaissées (bassin longiforme) de ceux drainant des surfaces plus étalées. A partir de l'indice de compacité de Gravelius [$Ic = 2 \times \sqrt{(A \cdot \pi) / p}$], on sépare les bassins plutôt longiformes, pour lesquels Ic est petit : Jurua (0,55), Jutai (0,57), Japura (0,57), Iça (0,58), Girou (0,58), Garonne amont (0,58) et les bassins à morphologie plus compacte, qui se caractérisent par des indices de Gravelius plus forts : Madeira (0,66), Amazone (0,73), Garonne aval (0,73) et Niger (0,81). Sur les bassins longiformes, le temps de résidence est raccourci ce qui a pour conséquence de réduire les pertes par évaporation et d'accroître la réactivité hydrologique du bassin. C'est la raison pour laquelle, à pluviosité identique, les débits de pointe observés à l'exutoire de bassins longiformes sont plus élevés que sur les bassins plus compacts : les crues spectaculaires de la Garonne amont sont souvent atténuées vers l'aval grâce aux contributions désynchronisées des affluents répartis sur des aires géographiques éloignées et soumises à des épisodes pluvieux décalés. Le Niger amont, en raison de sa morphologie compacte, génère des débits de pointe relativement modestes (moyenne = 1400 mm/an en Septembre) malgré des apports pluviométriques importants pendant la saison humide (350 mm/mois équivalent à 4200 mm/an). Une morphologie longiforme tend à resserrer l'hydrogramme de crue tandis qu'une morphologie compacte l'élargit.

2- Protocole d'études

La méthode utilisée repose sur la décomposition des hydrogrammes, rendue possible par l'exploitation de séries d'analyses complètes d'eaux de rivières prélevées à différents moments d'un ou plusieurs cycles hydrologiques. L'analyse croisée des hydrogrammes et des chimiogrammes permet de déterminer la contribution de trois réservoirs hydrologiques :

- (1)- un écoulement rapide Rs, alimenté par le ruissellement superficiel, principal vecteur de l'érosion mécanique, cheminant à travers les horizons organiques et sur les domaines saturés proches de l'exutoire ;
- (2)- un écoulement intermédiaire Ri, alimenté par la circulation latérale des eaux du sol en domaine non-saturé, sous forme de ruissellement hypodermique ou saturés par intermittence (nappes perchées, bas de versant, frange capillaire et intumescence de nappe);
- (3)- un écoulement de base Rb, alimenté par la vidange des nappes phréatiques, au contact direct avec le front d'altération et au niveau duquel se produit l'essentiel de l'érosion chimique.

2.1- Principe

Les variations de composition dans les eaux de rivière sont interprétées comme le résultat d'un mélange en proportions variables de réservoirs à composition constante, comme proposé initialement par Lasala (1967) puis par Pinder et Jones (1969). La séparation des hydrogrammes selon trois composantes est rendue possible par l'utilisation de traceurs chimiques tels que la conductivité (Visocky, 1970 ; Pilgrim *et al.*, 1979), les nitrates (Takeuchi *et al.*, 1984), le $\delta^{18}\text{O}$ (Dincer *et al.*, 1970 ; Mook *et al.*, 1974 ; Fritz *et al.*, 1976 ; Hooper et Shoemaker, 1986 ; Hubert, 1989), l'alcalinité (Robson et Neal, 1990 ; Neal *et al.*, 1992), les matières en suspension (Gac, 1980) et le sodium (Mortatti *et al.*, 1994, Tardy *et al.*, 1995 ; Boeglin *et al.*, 1997). Les contributions des réservoirs $Q_k(t)/Q_t(t)$ à l'écoulement total, variables dans le temps, sont calculées en supposant (1) que la composition chimique de chaque réservoir $C_k(t)$ est constante et (2) que pour chacun des éléments i , les bilans de matière sont conservatifs :

$$Q_t(t) \times C_i(t) = \sum C_k(t) \times Q_k(t) \quad (\text{éq. 3})$$

Rappelons que $C_i(t)$ et $Q_k(t)/Q_t(t)$ sont variables au cours du temps tandis que $C_k(t)$ sont constants à l'intérieur d'un même réservoir mais différents d'un réservoir à l'autre. Le méthode suppose la détermination a priori la distribution des traceurs entre les différents écoulements.

2.2- Les courbes d'étalonnage $Q_k = f(Q_t)$

Après avoir exploré différentes techniques pour décomposer l'hydrogramme de crue, il a été choisi de déterminer a priori des courbes d'étalonnage reportant Q_k en fonction du débit moyen annuel Q_t .

La décomposition de l'hydrogramme de crue sur le Niger amont, réalisée par Tardy, Bustillo *et al.* (2004) révèle que la contribution de R_s (Q_{R_s}/Q_t) augmente très fortement à débit croissant, Q_{R_i}/Q_t est stable tandis que Q_{R_b}/Q_t décroît, bien qu'en terme de flux spécifique (mm.a^{-1}), R_b augmente avec Q_t . Autrement dit, à débit croissant, R_s est le compartiment le plus réactif, R_i augmente de manière proportionnelle au débit total tandis que R_b atteint une saturation et apparaît donc de moins en moins contributif.

Ces observations prennent tout leur sens d'un point de vue hydrologique. En conditions arides, les proportions de ruissellement superficiel sont très faibles ($Q_{R_s}/Q_t = 9,2\%$ pour $Q_t = 196 \text{ mm/an}$) : sur sols secs, faute de relais hydrologique dans le paysage, l'infiltration prévaut. Les écoulements R_i et R_b prédominent. Lorsque le débit augmente, en même temps que le climat devient plus humide, R_i et R_b augmentent en volume d'écoulement mais beaucoup plus lentement que R_s .

Le projet scientifique ECEREX, développé en forêt humide Guyanaise (Sarrahil, 1990), montre que le ruissellement superficiel contribue, en moyenne, à 35% du drainage total pour $Q_t = 1800 \text{ mm/an}$. D'importantes disparités apparaissent entre secteurs, mettant en évidence que la part d'eau de pluie ruisselée est étroitement dépendante de la pente et de morphologie des bassins tandis que la part d'eau de drainage ruisselée est contrôlée par l'humidité du climat. **A débit identique, les chemins suivis par l'eau sont pour ainsi dire les mêmes.**

Les nappes perchées à écoulement intermittent remontent les profils de sol de sorte qu'en bas de versant, en condition limite, ces nappes temporaires affleurent. Dans ces conditions, le ruissellement superficiel devient progressivement le processus dominant gouvernant le cheminement des eaux au sein du bassin versant ; sa contribution à l'écoulement total dépasse alors celle de R_b puis celle de R_i qui tendent à saturer. La courbe d'étalonnage (figure 4) indique que pour un débit total de 1000 mm.an^{-1} , correspondant approximativement à une pluviosité de 2000 mm.a^{-1} , $R_s = R_b = 250 \text{ mm.an}^{-1}$, tandis que $R_i = 500 \text{ mm.an}^{-1}$ constitue l'écoulement dominant. Au-dessus de $Q_t = 1500 \text{ mm.an}^{-1}$, R_s augmente rapidement, dépasse R_i , indiquant clairement que les nappes et les réserves du sol atteignent la saturation. Au-delà de $Q_t = 2000 \text{ mm.an}^{-1}$, R_i et R_b sont quasi constants ($R_i \rightarrow 700 \text{ mm.an}^{-1}$, $R_b \rightarrow 300 \text{ mm.an}^{-1}$), le ratio $R_s/Q_t \rightarrow 1$, de telle sorte que tout écoulement supplémentaire correspond à un apport supplémentaire équivalent de R_s .

Trois fonctions, valides entre $Q_t = 0$ et au moins $Q_t = 2000 \text{ mm/an}$, ont été déterminées pour décrire, en fonction de Q_t , le volume moyen annuel apporté par chacun des réservoirs R_s , R_i , R_b .

$$Q_{R_s} (\text{mm/an}) = Q_t^2 / (2500 + Q_t) \quad (\text{éq. 4})$$

Pour lequel $[\delta Q_{R_s} / \delta Q_t] \rightarrow 0$, quand $Q_t \rightarrow 0$, et $[\delta Q_{R_s} / \delta Q_t] \rightarrow 1$, quand $Q_t \rightarrow \infty$;

$$Q_{R_i} (\text{mm/a}) = 1910 \times Q_t / (3183 + Q_t) \quad (\text{éq. 5})$$

Pour lequel $[\delta Q_{R_i} / \delta Q_t] \rightarrow 1910 / 3183 = 0,6$ quand $Q_t \rightarrow 0$, et $[\delta Q_{R_i} / \delta Q_t] \rightarrow 0$, quand $Q_t \rightarrow \infty$;

$$Q_{R_b} (\text{mm/a}) = 590 \times Q_t / (1475 + Q_t) \quad (\text{éq. 6})$$

Pour lequel $[\delta Q_{R_b} / \delta Q_t] \rightarrow 590 / 1475 = 0,4$ quand $Q_t \rightarrow 0$, et $[\delta Q_{R_b} / \delta Q_t] \rightarrow 0$, quand $Q_t \rightarrow \infty$;

Tableau 3- Estimations des contributions moyennes au débit total (Q_t) des 3 composantes hydrologiques (R_s , R_i , R_b) pour l'Amazonie et ses 8 affluents, la somme des affluents, le Niger amont, la Garonne amont et aval ainsi que pour le bassin agricole du Girou (Q_t $m^3.s^{-1}$, $mm.a^{-1}$ ou %).

Bassin	%			mm/an				m^3/s			
	R_s	R_i	R_b	R_s	R_i	R_b	Q_t	R_s	R_i	R_b	Q_t
Negro	33,1%	45,2%	21,7%	400	548	262	1210	9569	13100	6269	28938
Iça	40,6%	40,0%	19,4%	633	623	303	1559	2969	2922	1422	7313
Jutai	38,4%	42,4%	19,3%	561	619	281	1461	1315	1450	660	3425
Japurá	43,5%	37,9%	18,5%	761	663	324	1747	6966	6068	2966	16000
Purus	26,0%	48,9%	25,1%	261	492	253	1006	3080	5804	2978	11863
Madeira	19,1%	52,4%	28,5%	119	327	178	623	5203	14293	7763	27263
Juruá	19,5%	51,4%	29,2%	106	279	158	544	728	1919	1090	3738
Solimões	33,8%	45,5%	20,7%	442	594	271	1307	15890	21357	9728	46975
Σ Rios	31,4%	46,0%	22,6%	330	483	237	1051	45721	66914	32875	145513
Amazonie	29,5%	47,8%	22,7%	332	539	256	1127	48637	78946	37417	165000
Niger Amont	9,2%	51,4%	39,4%	18	101	77	196	66	372	285	724
Garonne Amont	17,7%	52,5%	29,8%	97	288	164	549	31	91	52	173
Garonne Aval	8,2%	55,2%	36,6%	20	134	88	242	33	219	145	397
Girou	9,9%	62,1%	28,0%	12	73	33	117	0.19	1.20	0.54	1.93

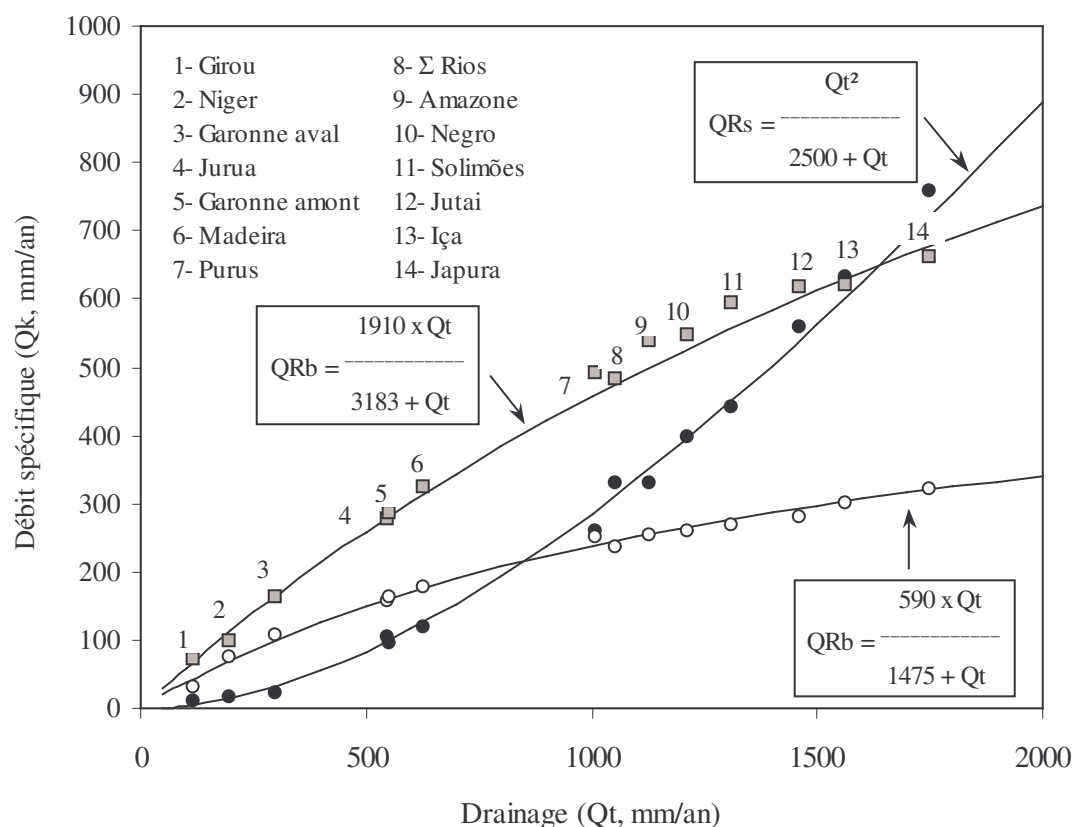


Fig.4- Courbe d'étalonnage : variations des 3 composantes hydrologiques (R_s , R_i , R_b , $mm.an^{-1}$) en fonction du débit total (Q_t , $mm.an^{-1}$) pour 6 jeux de données. (1) moyenne sur 3 ans (25 échantillons par an), dans le cas du Niger amont à Bamako, (2) moyenne des 8 excursions (1-8), pour l'Amazonie à Obidos, (3) ainsi que pour ses 8 affluents, (4) moyenne sur 3 ans (1989-91) pour la Garonne aval (mesures hebdomadaires à La Réole), (5) moyenne sur 1 an (mesures en continu d'Août 1999 à Juillet 2000) pour la Garonne amont (à Toulouse) et (6) moyenne sur 1 an (cycle 1983-84) sur le bassin à vocation agricole du Girou (mesures quotidiennes à Cépet), petit affluent de la Garonne.

2.3- Relations entre Na^+ et MES : droites de mélange.

La concentration des traceurs chimiques dans Rs, Ri et Rb est estimée graphiquement. Par approximations successives, sur un diagramme (traceur 1 ; traceur 2), on positionne les trois sommets d'un triangle représentant chacun la composition de Rs, Ri et Rb (Fig.5).

Les pôles doivent être positionnés de façon à ce que :

- tous les points, représentant chacun des échantillons analysés, soient situés à l'intérieur du triangle ;
- la contribution moyenne des écoulements au débit moyen annuel soient compatibles avec les courbes de calibration, livrant Q_k en fonction de Q_t .

En montée de crue, après une saison sèche de longue durée, le drainage est alimenté par Rs et Rb, auquel cas les points s'alignent le long d'une droite de mélange (Rs-Rb) indiquant que $QR_i = 0$. Pendant la décrue, après tarissement de Rs, les points s'alignent selon une seconde droite de mélange (Ri-Rb) indiquant que $QR_s = 0$. Cette caractérisation graphique des 3 pôles de mélange n'est envisageable qu'en cas de saison sèche bien identifiée, permettant un tarissement complet de Ri.

Les concentrations en Na ont été choisies de manière à établir un gradient croissant de $\text{Na}(\text{Rs})$ vers $\text{Na}(\text{Ri})$, et enfin $\text{Na}(\text{Rb})$ qui présente la valeur maximale : $\text{Na}(\text{Rs}) < \text{Na}(\text{Ri}) < \text{Na}(\text{Rb})$. $\text{Na}(\text{Rs})$ est minimal, sa valeur doit rester proche de la concentration de l'eau de pluie. Par ailleurs, la charge solide dans Rb est supposée égale à zéro par convention, de toute évidence inférieure à $\text{TSS}(\text{Ri})$, et très inférieure à la charge solide du ruissellement de surface qui constitue le principal vecteur de l'érosion mécanique.

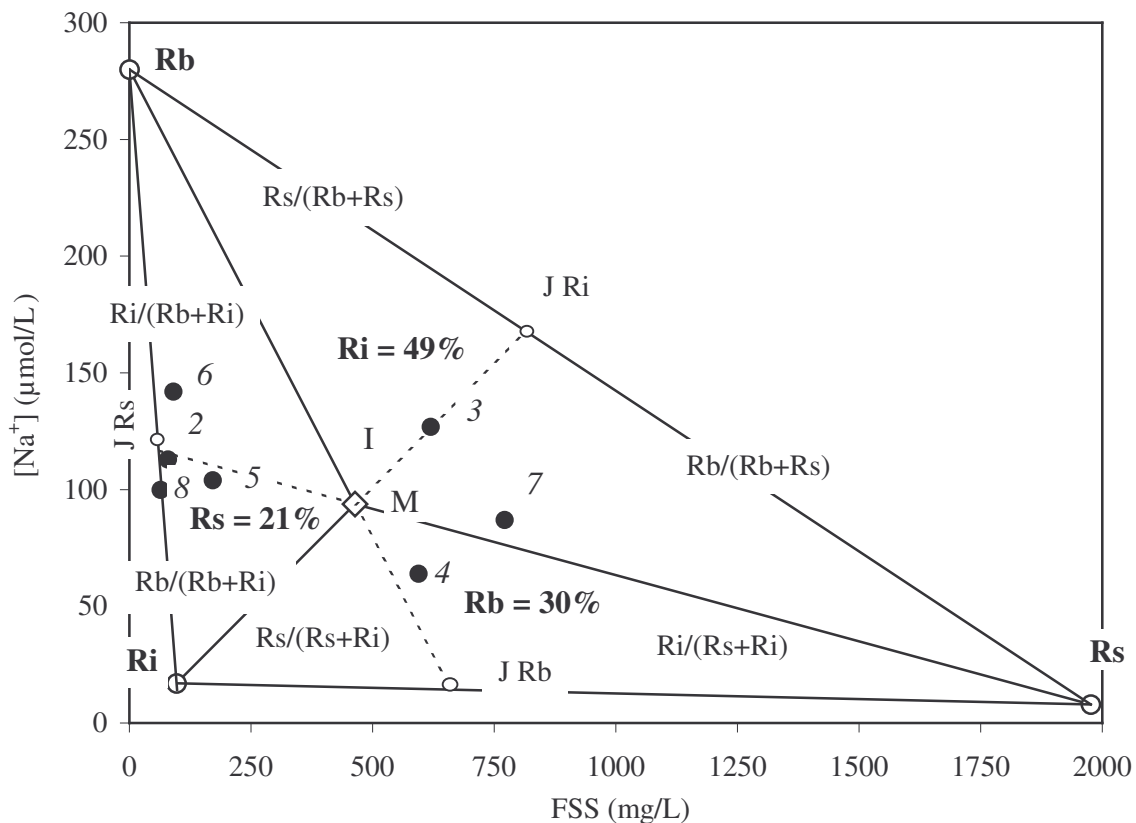


Fig. 5- Illustration graphique de la méthode du triangle, appliquée au découpage de l'hydrogramme du Rio Madeira ($n = 7$ échantillons). Dans un diagramme Na-FSS, paramètres choisis comme traceurs, Rs, Ri, Rb constituent les trois sommets (pôles chimiques), I correspond à la moyenne arithmétique des n échantillons. Les différents segments passant par chaque sommet Rs, Ri, Rb et concourant au point I, croisent respectivement le côté opposé du triangle en JR_s , JR_i , JR_b .

Aussi, pour l'ensemble des bassins étudiés, la règle suivante est appliquée : $\text{TSS}(\text{Rs}) \gg \text{TSS}(\text{Ri}) > \text{TSS}(\text{Rb}) = 0$. Les teneurs en Na et TSS déterminées de la sorte pour chaque réservoir, il est alors possible de calculer leur contribution propre à l'écoulement total, point par point, et ainsi retracer leur variation le long

d'un hydrogramme de crue, à l'échelle d'une crue annuelle (fleuves tropicaux et équatoriaux) ou à l'échelle d'une crue ponctuelle (fleuves des régions tempérées).

2.4- Distribution des autres éléments chimiques dans Rs, Ri, Rb

Le bilan de matière étant supposé conservatif, il est permis de conclure que le flux observé à l'exutoire pour l'élément i résulte des contributions cumulées de $R_s = C_{R_s}^i(t) \times Q_{R_s}(t)$, $R_i = C_{R_i}^i(t) \times Q_{R_i}(t)$ et $R_b = C_{R_b}^i(t) \times Q_{R_b}(t)$.

L'équation de conservation de matière prend la forme suivante:

$$C_t^i(t) \times Q_t(t) = \sum_{k=1}^K C_k^i(t) \times Q_k(t) \quad (\text{eq. 7})$$

A chaque instant t correspondant à chacun des prélèvements, $C_t^i(t)$ désigne la concentration de l'élément i observée dans l'écoulement total (Q_t). Les débits individuels $Q_k(t)$ sont déterminés point par point pour chacun des k réservoirs ($k = 3$) tandis que les compositions $C_k^i(t)$ sont déterminées par régression linéaire multiple. On en déduit une distribution estimée des espèces chimiques par réservoir, dont la composition est supposée constante.

3- Justification de la méthode

Par convention, j'ai différencié trois compartiments hydrologiques qui présentent des caractéristiques chimiques suffisamment distinctes pour justifier le passage univoque d'un compartiment à l'autre et suffisamment peu variables pour servir de signatures géochimiques : il s'agit du compartiment de surface, de la zone non saturée dite intermédiaire et de la zone de saturation. Chacun de ces compartiments alimente des écoulements distincts.

3.1- Compartiment de surface et ruissellement superficiel

Le compartiment de surface désigne l'interface entre le sol et l'atmosphère, qui gouverne les flux d'évapotranspiration et les flux d'infiltration. Les racines qu'il abrite y prélèvent l'eau nécessaire à la croissance des plantes. Le compartiment de surface est donc sujet à des variations de teneur en eau très importantes qui déterminent l'apparition temporaire ou permanentes de surfaces saturées, propices à l'apparition du ruissellement superficiel par saturation du sol (*saturation excess surface runoff*). Le ruissellement superficiel peut également être le résultat d'un dépassement de l'infiltrabilité des sols (conception d'Horton), correspondant à une saturation du profil de sol par le haut (*infiltration excess surface runoff*). Sa contribution au drainage dépend de l'extension des relais hydrologiques dans le paysage ; en leur absence, l'eau ruisselée s'infiltre plus en aval sur le versant et ne contribue pas directement au drainage. Un troisième type de ruissellement est alimenté par l'exfiltration de nappes affleurantes (*return flow*).

La lecture comparée des chimiogrammes et des hydrogrammes (figure 6), appliquée notamment au bassin fluvial du Chari (Gac, 1980), permet de percevoir l'expression chimique du ruissellement superficiel.

A débit croissant, la teneur en suspensions augmente avec le débit tandis que la teneur en éléments minéraux, et particulièrement Na, diminue. Par ailleurs, on observe la simultanéité du pic turbide (charge solide maximum) et du minimum de Na qui intervient pendant la montée de crue, peu avant que le débit culmine. En conséquence, le ruissellement superficiel (R_s) correspond à la composante rapide de montée de crue, atteignant l'exutoire en premier. Il se caractérise par une dilution maximum des teneurs Na et par une concentration maximum de la charge solide.

Ce déphasage entre l'onde turbide et l'onde de crue a pu être observé sur de nombreux fleuves dans le monde : Amazone, Orénoque, North Saskatchewan, James River ou Fraser River (Meade *et al.*, 1990a, 1990b), Garonne ou Girou (Probst, 1983, 1992; Etchanchu et Probst, 1986; Probst et Bazerbach, 1986; Probst et Sigha, 1989), Congo et Oubangui (Olivry *et al.*, 1988), Rio Madeira en Bolivie (Guyot, 1993) ou au Brésil avec ses petits affluents Jamari et Jiparana (Mortatti, 1988) et Niger amont (Boeglin et Probst, 1996; Boeglin et Tardy, 1997; Boeglin *et al.*, 1997, 1998b; Tardy *et al.*, 2004). Sur le bassin de l'Amazone, par exemple, le Rio Solimões, dont le débit culmine en Juin ($150\,000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), présente une charge solide maximale (environ 400 mg.l^{-1}), 5 mois plus tôt, en Décembre ou en Janvier alors que la montée de crue s'amorce. Considérant l'Orénoque, le pic de crue intervient au mois d'Août ($30\,000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), tandis que la teneur en suspensions (100 mg.l^{-1}) culmine 2 mois plus tôt, courant Juin.

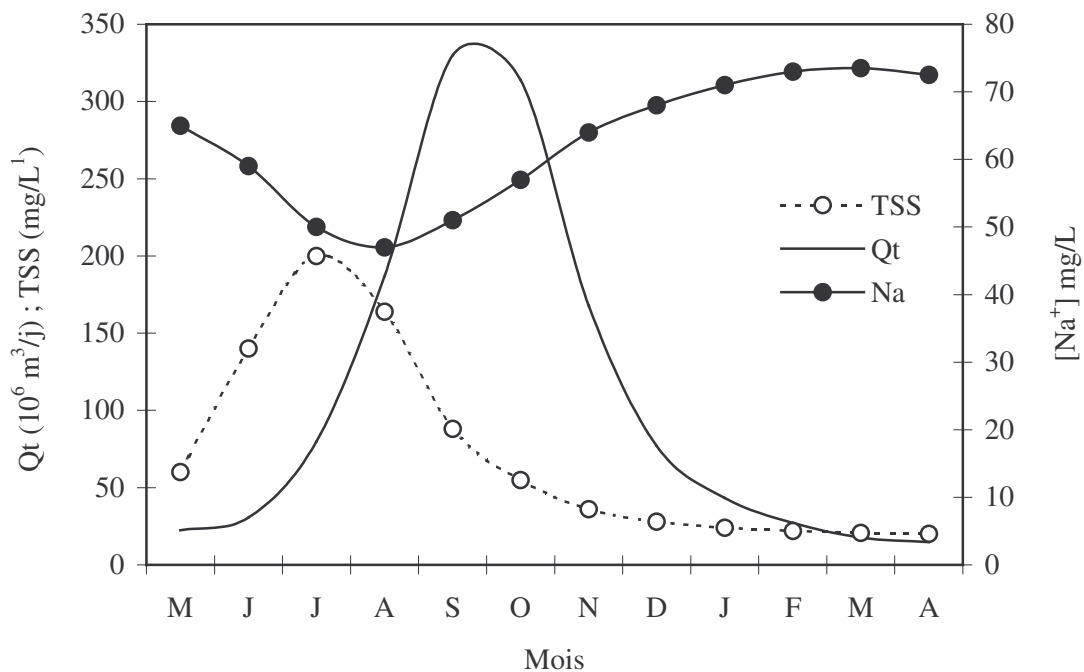


Fig.6- Hydrogramme de crue du fleuve Chari, Afrique. Variations mensuelles des teneurs en sodium et de la charge solide (d'après Gac, 1980).

3.2- Zone non saturée et écoulement dit intermédiaire

Le compartiment intermédiaire constitue une zone de transit entre le compartiment de surface et la zone saturée abritant les nappes. Ne subissant que faiblement l'interférence de l'extraction racinaire et échappant à l'essentiel de l'évaporation directe, ce réservoir se caractérise par une réserve en eau relativement peu variable.

Dans certaines situations, la contribution du ruissellement superficiel à l'écoulement de crue est faible, comme l'attestent les faibles teneurs en suspensions ; les crues proviennent alors essentiellement de l'eau infiltrée qui est transmise au cours d'eau par écoulement hypodermique (*translatory flow ou interflow*), ou par intumescence de nappe (*groundwater ridging*). La part de l'écoulement hypodermique est fortement accrue en présence de sols stratifiés qui favorisent l'écoulement latéral le long du versant par vidange de nappes perchées. L'eau apportée en surface pousse par effet piston l'eau pré-existante d'autant plus efficacement que le front d'infiltration est distribué de façon homogène, c'est-à-dire que les relais hydrologiques sont bien répartis dans le paysage.

Sur les parties basses plus humides des versants, un petit apport d'eau suffit à convertir en eau libre la frange capillaire qui surmonte les nappes d'accompagnement des cours d'eau. Ce processus transmet une onde de perturbation qui provoque une intumescence de nappe. En retour, l'intumescence contribue à l'extension de surfaces saturées au niveau desquelles se produit le ruissellement superficiel par saturation du profil et par exfiltration.

Dans le cas des fleuves Amazoniens, Ri, l'écoulement intermédiaire est essentiellement alimenté par la décharge des plaines d'inondation, notée R_r , dilué par le ruissellement hypodermique R_h pendant la montée de crue. Aussi, Ri présente une concentration en solutions intermédiaire entre R_s et R_b , ce qui est d'autant mieux vérifié pour le sodium qui n'est soumis à aucune interférence dans les plaines d'inondation et pour la charge en suspensions, plus forte que dans R_b mais nettement réduite par rapport aux suspensions de R_s , en partie déposées dans les plaines d'inondation.

3.3- Zone de saturation et écoulement de nappe R_b

La zone de saturation constitue, par nature, le lieu de stockage de la réserve hydrologique. On passe du domaine de l'eau capillaire au domaine de l'eau gravitaire. La transition entre le compartiment intermédiaire et la zone de saturation proprement dite (toute la porosité est saturée en eau) correspond à la

frange capillaire. Au-dessous, apparaît le toit de la nappe à partir duquel, par définition, l'eau occupe toute la porosité du sol. Lorsque la réserve hydrologique diminue, le toit de la nappe redescend et l'écoulement généré par la vidange des nappes ralentit jusqu'à ce que le niveau de la zone saturée soit plus bas que le lit de la rivière, auquel cas le débit observé est nul : l'écoulement de nappe s'accomplit alors par inféoflux.

Entre l'écoulement intermédiaire (Ri) et l'écoulement de base (Rb), la séparation semble relativement simple, a priori. Ces deux réservoirs se mélangent en proportions variables pendant la décrue, dès lors que Rs est tari pendant les mois de sécheresse. L'écoulement de base Rb (appelé aussi écoulement de nappe) se caractérise par la concentration en solutions la plus forte, et plus particulièrement pour Na, et la concentration en suspensions la plus basse. La composition de Rb est voisine de la composition des eaux d'étiage, lorsque la sécheresse perdure, juste avant que la montée de crue, impliquant d'autres réservoirs, n'opère une dilution des eaux.

Notons que la recharge des nappes phréatiques peut être assurée par un écoulement vertical direct en macropore, efficace lorsque les réserves hydrologiques sont importantes (Figure 4a). Lorsque les sols sont secs (Figure 7b), l'eau de pluie contribue principalement au remplissage des réserves de surface et de sub-surface. Dans ce cas, la recharge des nappes phréatiques est insignifiante, faute de relais hydrologique vertical.

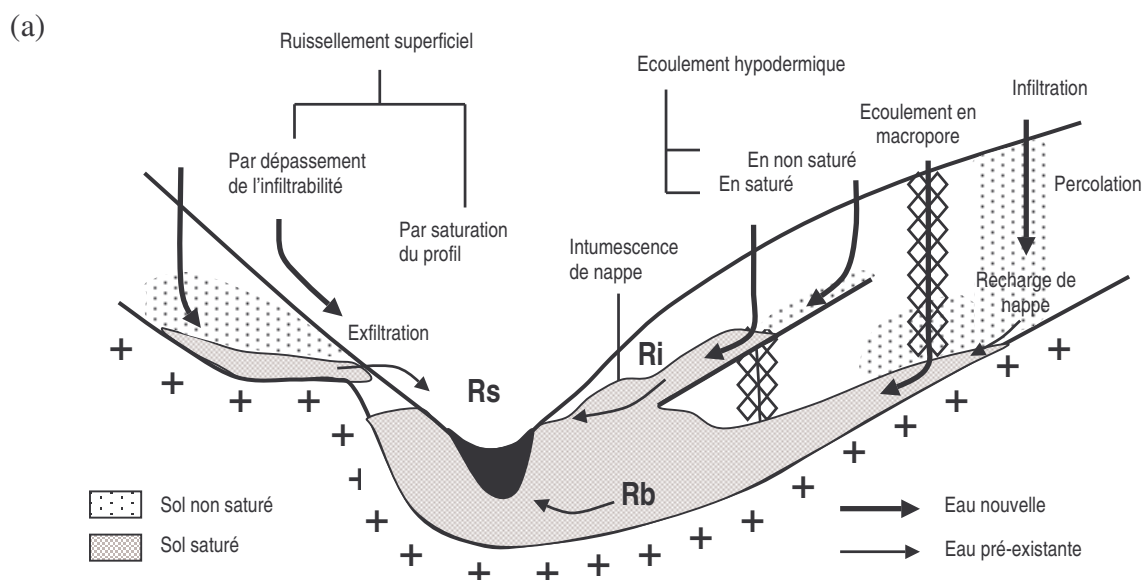
3.4- Le concept de source variable

Le concept de source variable repose sur l'idée que le bassin versant constitue un système spatialement organisé, comportant des zones contributives au drainage à extension variable qui dépendent de l'état de remplissage des réserves en eau du sol.

En effet, l'eau d'infiltration migre le long des versants, s'accumule en bas de pente et affleure au niveau de zones humides, particulièrement réactives d'un point de vue hydrologique. Dès lors que ces surfaces sont saturées en eau, un écoulement temporaire de sub-surface peut s'enclencher, contribuant directement à l'écoulement de rivière : les fonds de vallées deviennent des aires contributives au drainage.

Si les pluies persistent, ces zones contributives s'étalent, favorisant le ruissellement par saturation du profil. Ce processus mobilise à la fois de l'eau nouvelle et de l'eau pré-existante (*pre-event water*), comme en témoigne $\delta^{18}\text{O}$, moins négatif que l'eau de pluie (Mérot, 1988 ; Cosandey et Robinson, 2000).

En conséquence, lorsque le climat est très humide, les aires contributives sont très étendues dans le paysage (Figure 7a) alors qu'en climat sec, les aires contributives sont pour ainsi dire inexistantes (Figure 7b). Cela revient à dire que pour une typologie de pluie similaire, les bassins secs favorisent l'infiltration et la recharge des nappes superficielles tandis que les bassins soumis à un climat très humide, aptes à déployer des aires contributives importantes, favorisent la vidange d'un écoulement de sub-surface quasi-permanent et très réactif. Dans ces conditions, le volume d'eau drainé par écoulement hypodermique est étroitement corrélé à l'humidité du climat.



(b)

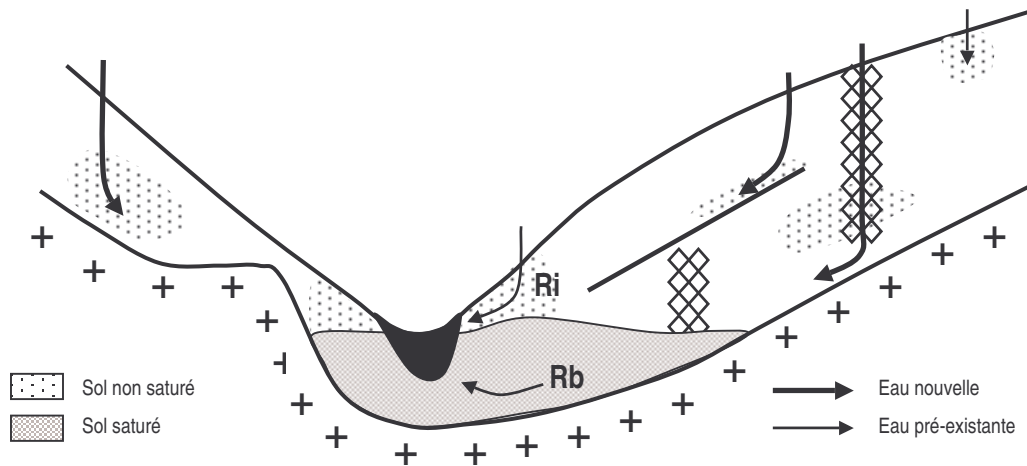


Figure 7- Circulation de l'eau dans les sols et alimentation des écoulements élémentaires Rs, Ri et Rb sur sol humide (a) et sol sec (b). Distinction entre la mise en mouvement d'eau pré-existante et d'eau nouvelle (modifié d'après Ambroise, 1998).

On peut donc raisonnablement s'attendre à ce que la part d'eau ruisselée soit dépendante de l'extension des zones humides. Or ce critère est fonction du bilan hydroclimatique : les réserves en eau du sol sont d'autant plus importantes que le bilan Pluie - Evaporation est fort, ce qui revient à dire sur la moyenne annuelle, que la lame d'eau drainée ($D = P - E$) est élevée. Les chemins suivis par l'eau seraient ainsi strictement contrôlés par l'état de remplissage des réserves en eau du sol, qui détermine par ailleurs l'intensité de drainage du bassin. Il apparaît donc cohérent de proposer a priori une courbe d'étalonnage portant la contribution moyenne annuelle du ruissellement de surface, de l'écoulement intermédiaire et des nappes en fonction du drainage et non en fonction de la pluviosité. C'est sans doute une des originalités majeures de ce travail.

4- Critiques

Le protocole d'étude repose sur des hypothèses qui peuvent paraître a priori audacieuses voire infondées. Le problème essentiel vient d'une interprétation parfois spéculative de l'origine des composantes identifiées, en raison notamment de la non-unicité des décompositions numériquement acceptables. Avant de tester la validité, par les applications, des approximations proposées, il apparaît utile de discuter deux points potentiellement polémiques, concernant (1) la signification de l'écoulement intermédiaire Ri et (2) le choix d'un ruissellement de surface à charge solide constante.

4.1- La signification de l'écoulement Ri

L'écoulement intermédiaire Ri désigne un réservoir hydrologique multi-composante, alimenté par le ruissellement hypodermique Rh et la décharge des plaines alluviales notée Rr. Il correspond à ce que les anglo-saxons appellent « interflow ».

Concernant le bassin de l'Amazonie, compte-tenu du faible nombre d'échantillons prélevés, et compte-tenu du fait que Rh et Rr ont a priori des caractéristiques assez proches, il a été jugé approprié de les confondre et d'appeler la résultante écoulement intermédiaire ($Ri = Rh + Rr$).

Concernant le bassin du Niger, la distinction entre ces deux composantes est rendue possible grâce à un suivi hydrochimique resserré.

La *caractérisation hydrologique* de ce réservoir apparaît confuse car hétérogène. Par exemple, l'écoulement Rr qui est généralement différé par rapport à Rs, peut dans certaines situations le précéder (cas du Niger et de la Garonne amont) mais il peut arriver qu'il soit postérieur à Rb (cas de l'Amazonie). En effet, l'organisation spatiale des bassins versants occasionne une expression différée des zones de production (relativement à l'exutoire), situées à l'amont et une expression précoce des zones de stockage, localisées à l'aval. Aussi, il est possible que Rr, formé dans les zones de stockage contribue à la montée de crue avant même que les eaux de Rs, provenant des secteurs de l'amont, ne se présentent à l'exutoire.

La *caractérisation chimique* du réservoir Ri est beaucoup plus simple car relativement homogène. La dissymétrie des chimiogrammes, entre montée de crue et décrue, illustre les contributions décalées de Rs et Ri. Après le pic turbide observé en montée de crue, la teneur en suspensions diminue indiquant que la proportion de Ri augmente relativement à Rs. Simultanément, la teneur en Na, minimale au moment du pic turbide, se renforce jusqu'à la pointe de crue, indiquant un accroissement de Na dans Ri. L'accroissement de la concentration en sodium se poursuit pendant la décrue, témoignant d'une contribution croissante de Rb. La signature chimique de Ri est sans équivoque, marquée par une charge solide relativement faible (par rapport à Rs) et par une teneur en sodium relativement diluée (par rapport à Rb). C'est cette spécificité chimique qui justifie sa prise en compte.

4.2- Le ruissellement de surface à charge solide constante

Le modèle proposé, repose notamment sur l'hypothèse d'un ruissellement superficiel à charge solide constante. Cette approche, apparemment audacieuse, se justifie à condition de bien garder à l'esprit que Rs n'est qu'une composante de l'écoulement de surface ($R_s + R_h$) dont la composition est, à l'évidence, variable (Tardy *et al.*, 2004). La composante hypodermique Rh, est différée par rapport à Rs et culmine (en volume) en même temps que le débit total ou parfois un peu après. Ce réservoir se différencie de Rs car (1) soumis à l'évaporation, il est plus concentré en solution, (2) filtré par le sol, il est plus dilué en suspensions. A l'exutoire, Rh et Rs se mélangent en proportions variables de sorte que les concentrations observées dans les eaux de rivière sont variables ce qui se traduit par une dissymétrie du chimiogramme, dominé par Rs en montée de crue (eaux turbides et diluées) et dominé par Rh en descente de crue (eaux peu turbides et plus concentrées). En ce sens, la définition de Rs n'est qu'une affaire de convention. Dans le cas du Niger, où la couverture végétale est très variable d'une saison à l'autre, la variabilité de la charge solide dans l'écoulement de surface ($R_s + R_h$) est clairement mise en évidence par le déphasage dans le temps de ces deux écoulements, Rh se substituant progressivement à Rs (voir chapitre 2).

5- Résultats obtenus

L'application des modèles de mélange a permis de préciser les bilans, d'identifier les processus et les mécanismes qui interviennent dans la physiologie des bassins versants.

5.1- Bilans de matière

Les bilans ont été établis réservoir par réservoir, ce qui permet de préciser leur contribution respective au bilan sédimentaire, au bilan d'altération et au bilan hydrologique. Leur projection sur de longues séries historiques de débit a été réalisée sur les trois bassins principaux : Garonne, Niger et Amazone. Cette approche débouche sur un récapitulatif du fonctionnement moyen des bassins considérés et sur une prévision des bilans en fonction du contexte hydroclimatique.

5.2- Processus

L'identification des caractéristiques de chacun des réservoirs livre des éléments d'interprétation sur la dynamique des sols. La lecture des processus impliqués est rendue possible par la détermination de plusieurs paramètres.

Le rapport géochimique Re, correspondant au rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des argiles formées, est un indicateur précieux de la mobilité de la silice qui conditionne la nature des couvertures pédologiques. Le contrôle exercé par le climat est clairement établi en confrontant les résultats obtenus pour chacun des réservoirs.

La pression partielle de CO_2 est également déterminée. L'évolution verticale de ce paramètre témoigne de l'influence de la matière organique sur l'altération chimique.

L'érosion chimique est établie en distinguant les différents pôles d'altération (silicates, carbonates, évaporites). Leur répartition dans le paysage est présentée et la contribution au bilan de consommation du CO_2 précisée. Les résultats obtenus pour le bassin de l'Amazone sont confrontés aux données isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$). La concordance entre le bilan géochimique du carbone (évalué) et les

données isotopiques (mesurées) valide le bien-fondé de la méthode. La respiration des sols est ensuite évaluée et mise en corrélation avec le pH des sols, témoin de leur évolution.

Au final, l'application du protocole d'étude débouche sur un décryptage de la dynamique des sols.

5.3- Mécanismes

Une approche transversale, confrontant les résultats extrapolés à un contexte hydroclimatique similaire, permet de tester l'influence des facteurs morphologiques, lithologiques et anthropiques.

L'application de cette démarche aux bilans de matière livre l'évolution de la vitesse d'érosion mécanique et d'érosion chimique en fonction du climat. A débit identique, les écarts entre bassins s'interprètent comme le résultat d'autres facteurs : morphologie, topographie, couverture végétale, perturbation anthropique.

L'application de la méthode pour le diagnostic et la prévision ouvre des perspectives larges.

Chapitre 1- Modèles de mélange à trois réservoirs. Résultats.

Ce premier chapitre livre un recueil des résultats obtenus par découpage des hydrogrammes en 3 réservoirs. Après une brève présentation des données chimiques moyennes, la distribution des éléments chimiques dans chacun des 3 réservoirs est exposée pour l'ensemble des 14 bassins étudiés.

L'approche transversale permet de mettre en évidence les facteurs exerçant un contrôle sur la chromatographie des espèces chimiques dans le paysage. Le climat, la lithologie et la topographie sont plus particulièrement étudiés. Une lecture géochimique détaillée est réalisée par l'identification des pôles d'altération et de leur distribution dans les compartiments. La cohérence statistique des résultats obtenus est ensuite testée. La qualité descriptive des modèles et la significativité statistique des estimations sont discutées. D'importantes recommandations sont formulées en terme de stratégie.

Les paramètres hydrologiques (coefficient de récession, coefficient de recharge), déduits des hydrogrammes unitaires, sont ensuite présentés. Leur analyse révèle notamment l'influence du climat et de la morphologie des bassins sur ces critères.

Enfin, dans une dernière section, l'inventaire des insuffisances observées est établi. Ces observations préfigurent les améliorations proposées dans les chapitres suivants.

1- Présentation du jeu de données

1.1- Provenance des données hydrochimiques

Concernant le bassin de l'Amazone, les données analytiques acquises au cours du projet CAMREX (Carbon in the Amazon River Experiment, 1982-84) sont présentées en annexe dans 3 tableaux distincts. Dans le **tableau A1**, sur chacune des 9 stations, sont donnés le débit (Q_t , $m^3 s^{-1}$ ou mm/an), pour chacune des 8 excursions, ainsi que le pH, les cations (NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\mu mol.l^{-1}$) et les anions, (HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , DOC^- , SO_4^{2-} , HPO_4^{2-} , $\mu mol.l^{-1}$). Dans le cas des rivières présentant des eaux très diluées (Rio Negro et Rio Jutai plus particulièrement), la qualité des analyses portant sur les anions s'est révélée insuffisante si bien que de petits réajustements ont dû être réalisés afin d'obtenir l'équilibre de la balance ionique ($S^+ = S^-$, $\mu eq.l^{-1}$). Les paramètres incriminés sont l'alcalinité, les sulfates et les chlorures. Pour la grande majorité des analyses, les corrections sont insignifiantes.

Dans le **tableau A2**, pour chaque station, apparaissent le débit (Q_t , $m^3 s^{-1}$ ou mm/a) pour chaque excursion, ainsi que les teneurs en gaz et en silice dissoute (O_2 , CO_2 , et SiO_2 , $\mu mol.l^{-1}$), les concentrations en suspensions (FSS, CSS, TSS, POCF, POCC, POCT, $mg.l^{-1}$). Une distinction est faite entre la fraction fine des suspensions FSS et la fraction grossière CSS, filtrée à $63\mu m$; la somme des deux correspond à TSS, la charge solide totale. Le carbone organique particulaire (POC) est également réparti entre POCF, fraction fine et POCC, fraction grossière ; POCT, quant à lui désigne le carbone organique particulaire total.

Dans le **tableau A3**, pour chaque station, on retrouve le débit total (Q_t , $m^3 s^{-1}$ ou mm/a) pour chaque excursion ainsi que des relations thermodynamiques destinées à établir des liens entre les espèces carbonées dissoutes (DIC, DOC) et les fugacités en oxygène.

Considérant le bassin du Niger, les analyses reportées en annexe (**tableau A4**) reprennent les résultats utilisés et publiés par Boeglin et Probst (1996), Boeglin et Tardy (1997), et Tardy *et al.* (2004). Ces données analytiques incluent : les concentrations en cations (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\mu mol.l^{-1}$) et en anions (HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , $\mu mol.l^{-1}$), la balance ionique ($S^+ = S^-$, $\mu eq.l^{-1}$), les concentrations en silice (SiO_2 , $\mu mol.l^{-1}$), en carbone organique dissous (DOC, mg/L), la charge solide totale (TSS, mg/L), la conductivité ($\mu S.cm^{-1}$), le pH, $\log fCO_2$ et les teneurs en éléments traces : Sr et Ba ($\mu g/L$).

Concernant le bassin de la Garonne, 3 stations ont été retenues. La première station se situe à la limite d'influence de la marée dynamique, sur la commune de La Réole, à quelques dizaines de kilomètres en amont de Bordeaux. Les échantillons ont été prélevés selon un rythme hebdomadaire à l'exception des épisodes de crue qui ont fait l'objet d'un suivi quotidien. Les paramètres analysés sont les ions majeurs (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , $\mu mol.l^{-1}$), la silice dissoute (SiO_2 , $\mu mol.l^{-1}$), le carbone organique dissous (DOC, mg/L), le carbone organique particulaire (POC, mg/L) et la charge solide totale (TSS, mg/L). Le détail des analyses, publié par Amiotte-Suchet et Probst (1996) et Veyssy *et al.* (1996) figure en annexe (**Tableau A5**). La seconde station retenue se situe à Toulouse, à l'exutoire de la Garonne

amont. La station est gérée par le Laboratoire Départemental de l'Eau de la Haute-Garonne dans le cadre d'un réseau de surveillance de la qualité des eaux, en lien avec les organismes professionnels chargés du traitement et de la distribution d'eau potable. Les paramètres analysés sont peu nombreux : il s'agit de la turbidité (Tu, N.T.U.), bien corrélée avec la charge solide TSS, de la conductivité (Co, $\mu\text{S.cm}^{-1}$), du pH, de l'oxygène dissous (O_2 , mg/L), de la température ($T, ^\circ\text{C}$) et du carbone organique total (TOC, mg/L). Toutefois, leur mesure réalisée en continu (1 mesure toutes les 15 minutes) présente un intérêt évident en terme stratégique. Le niveau d'eau, bien corrélé avec le débit, fait également partie des données acquises par l'observatoire. Compte-tenu de l'abondance des données analytiques livrées par la station, les données proposées en annexe (**Tableau A6**) correspondent aux valeurs moyennes journalières recueillies entre Juillet 1999 et Juillet 2000. La troisième station est située à l'exutoire du petit bassin à vocation agricole du Girou. Son étude a été rendue possible par l'utilisation des données analytiques d'Etchanchu (1988) acquises pour la plupart entre 1983 et 1984. La fréquence d'échantillonnage est assez resserrée, quotidienne de Novembre 1983 à Juin 1984 puis hebdomadaire jusqu'en Novembre 1984. Les analyses portent sur les ions majeurs (NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HPO_4^{2-} , $\mu\text{mol.l}^{-1}$), la silice dissoute (SiO_2 , $\mu\text{mol.l}^{-1}$), le carbone organique total (TOC, mg/L), la conductivité (Co, $\mu\text{S.cm}^{-1}$) et la charge solide totale (TSS, mg/L). Les débits correspondant à chaque prélèvement sont également donnés. L'ensemble des données recueillies figure en annexe (**Tableau A7**).

1.2- L'équilibre de la balance ionique

La balance ionique est donnée par la différence entre la somme des charges cationiques (S^+ , $\mu\text{eq.l}^{-1}$) et la somme des charges anioniques (S^- , $\mu\text{eq.l}^{-1}$). Avant réajustement, sur l'ensemble des bassins étudiés, on observe un excès de cations qui se révèle en proportions d'autant plus fort que les eaux sont faiblement minéralisées (Rio Negro et Rio Jutai). Il a donc été admis que cet écart correspondait à la charge anionique du carbone organique dissous, noté DOC (Oliver *et al.*, 1983; McKnight *et al.*, 1985; Drever, 1997; White et Shannon, 1997).

On observe un excédent de cations qui, ramené au g de DOC, livre une estimation de sa charge anionique, estimée de cette manière à 5,35 méq / g de carbone, soit 5,35 $\mu\text{eq} / \text{mg C}$ de DOC, supposé constant. Cette approche ne tient pas compte du fait que la charge du DOC varie en fonction du pH et du degré de polymérisation des molécules organiques, susceptibles d'être modifiées le long de leur cheminement dans les cours d'eau (Hedges *et al.*, 2000). Il est néanmoins intéressant de souligner que cette charge anionique attribuée au DOC est très voisine de la charge des acides fulviques dissous, estimée à 5,41 méq / g de DOC par Drever (1997).

1.3 – Réactions d'équilibres en solution entre espèces chimiques impliquant l'oxygène, l'azote et le carbone.

Considérant le carbone, deux réactions élémentaires sont à l'oeuvre. La première est la réaction de photosynthèse (1) par les plantes au contact de l'atmosphère, qui fournit par restitution la matière organique du sol et (2) par le phytoplancton dans le cours d'eau, utilisant le CO_2 dissous et produisant de l'oxygène dissous O_2 : $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$.

La seconde réaction correspond à la minéralisation de la matière organique, qui correspond à une oxydation, consommant de l'oxygène O_2 et produisant du gaz carbonique CO_2 : $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

Le carbone organique dissous (DOC) et le carbone inorganique (DIC) véhiculés par les cours d'eau sont générés dans les sols où la matière organique s'oxyde en milieu confiné. Le carbone organique dissous continue à s'oxyder dans les cours d'eau qui constituent des milieux ouverts oxygénés.

1.3.1 – Le gaz carbonique dissous.

Compte-tenu des réactions de minéralisation qui dominent dans les sols, la composition de l'atmosphère des sols, du haut vers le bas des profils, tend à s'enrichir en CO_2 et à s'appauvrir en O_2 , de sorte que l'atmosphère des sols est très différente de l'air ambiant. Il est possible de reconstituer ces conditions en utilisant les réactions d'équilibres suivantes :

$$(1)\text{CO}_2(\text{aq}) = \text{CO}_2(\text{g}), \text{ avec: } \log f\text{CO}_2 = \log [\text{CO}_2(\text{aq})] + 1,467 \quad (1.1)$$

$$(2)\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ = \text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O}, \text{ avec } \log f\text{CO}_2 = \log [\text{HCO}_3^-] - \text{pH} + 7,834 \quad (1.2)$$

Les résultats (tableau 1.1) obtenus révèlent que les eaux de rivière conservent de fortes fugacités en CO_2 , entre 10 et 100 fois supérieures à la pression partielle de gaz carbonique dans l'atmosphère.

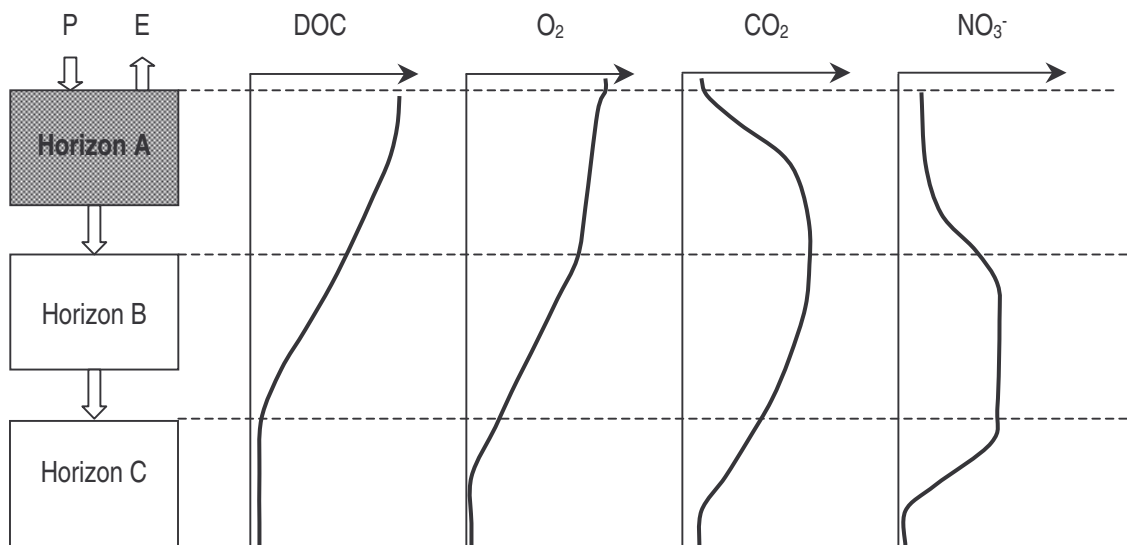


Figure 1.1- Evolution "normale" des teneurs en carbone organique dissous (DOC), en nitrates, en O_2 et en CO_2 dans les sols.

1.3.2 – La fugacité de l'oxygène

La fugacité de l'oxygène est estimée de deux manières différentes. Les valeurs obtenues, respectivement $f\text{O}_2^*$ et $f\text{O}_2^{**}$ dérivent (1) de la concentration mesurée en oxygène dissous [$\text{O}_2(\text{aq})$] et (2) de la réaction d'équilibre entre nitrate et ammonium. La première réaction s'écrit :

$$\text{O}_2(\text{aq}) = \text{O}_2(\text{g}), \text{ avec : } \log f\text{O}_2^* = \log [\text{O}_2(\text{aq})] + 2,873 \quad (1.3)$$

La fugacité en oxygène dissous dans l'ensemble des cours d'eau ($\log f\text{O}_2^*$) est plus faible que dans l'atmosphère ($\log f\text{O}_2^* = -0,678$ à 25°C). Par conséquent, le déficit en oxygène provient de la part utilisée pour oxyder la matière organique.

La fugacité en oxygène des sols peut être évaluée sur la base du ratio nitrate/ammonium en solution:



$$\text{Avec : } \log f\text{O}_2^{**} = 0,5 \{ \log [\text{NO}_3^-]/[\text{NH}_4^+] - 2\text{pH} - 47,154 \} \quad (1.4)$$

Les valeurs ainsi calculées de $f\text{O}_2^{**}$ sont parfaitement compatibles avec celles évaluées dans les solutions de sols Amazoniens (Tardy *et al.*, 1993a, 1993b), indiquant que l'oxydation de la matière organique est un processus relativement lent qui ne modifie pas fondamentalement les équilibres déterminés dans les sols.

1.4 – Données analytiques moyennes.

Pour l'ensemble des stations sélectionnées soumises à l'étude, les données analytiques moyennes sont présentées (tableau 1.1). Les valeurs ont été déterminées pour des cycles annuels complets ce qui a nécessité de compléter les données manquantes pour l'excursion 1 sur le Rio Madeira et l'Amazone, et pour les excursions 1,2 et 3 sur le Rio Japurá. Les valeurs manquantes ont été estimées par modélisation pour s'affranchir du biais que pourrait occasionner la prise en compte de cycles incomplets. Ainsi, les valeurs présentées sur les tableaux ci-après fournissent des valeurs moyennes annuelles comparables d'un bassin à l'autre. Concernant le bassin de la Garonne et le bassin du Girou, il a été jugé utile de confronter des données issues d'un échantillonnage très resserré (et donc relativement fiables) sur quelques paramètres (n°12, 15 et 17) à des données acquises sur un plus grand nombre de paramètres, extraites de la banque de données de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne (n° 13, 14 et 16) résultant d'un échantillonnage plus dispersé. La question de la représentativité de l'échantillonnage, soulevé par la simple lecture comparée des données analytiques moyennes, est traitée au chapitre 4.

Tableau 1.1- Débit total moyen (Qt, m³.s⁻¹ ou mm.a⁻¹), superficie des bassins (A, 10³ km²), station et nombre de prélèvements (n). Moyennes pondérées concernant le pH, les teneurs en ions majeurs (cations et anions) et en gaz (μmol.l⁻¹), la balance ionique (S⁺, S⁻, μeq.l⁻¹), concentrations en suspensions (FSS, CSS, TSS, POCF, POCC, POC, mg.l⁻¹), log fO₂*, log fO₂**, log fCO₂ (calculé à partir de [HCO₃⁻] et pH), pour les 9 stations du bassin de l'Amazone et la somme des affluents, le bassin du Niger amont, le bassin de la Garonne (bassin supérieur et bassin total) et le bassin du Girou.

						Cations (μmol.l ⁻¹)						μeq.l ⁻¹		Anions (μmol.l ⁻¹)						
N°	Bassin	Période	Station	n	pH	H ⁺	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	S ⁺	S ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	DOC ⁻	SO ₄ ²⁻	HPO ₄ ²⁻	
1	Negro	1982-84	Manacapuru	8	4,90	12,62	0,76	39	11,4	8,6	4,5	90	90	4,5	24,3	2,7	45,1	6,6	0,16	
2	Iça	1982-84	S. A. do Iça	8	6,27	0,54	1,02	44	12,7	34,7	13,9	155	155	96,9	14,7	7,7	19,5	7,9	0,47	
3	Jutai	1982-84	Xibeco	8	5,58	2,61	0,85	45	15,5	49,8	11,1	186	186	95,6	13,5	1,4	28,0	23,6	0,34	
4	Japurá	1982-84	Jutica	8	6,24	0,58	0,76	53	11,9	45,8	13,7	185	185	128,0	20,0	8,0	18,0	5,4	0,29	
5	Purus	1982-84	Anori	8	6,26	0,56	0,79	69	25,8	84,2	27,8	320	320	258,3	9,7	6,8	24,9	9,7	0,68	
6	Madeira	1982-84	S. J. do Amatori	7	6,84	0,14	1,14	90	36,7	127	70,9	524	531	383,5	33,1	10,9	17,5	42,9	0,50	
7	Juruá	1982-84	Tupe	8	6,85	0,14	0,60	123	33,5	257	60,0	791	791	680,5	25,2	11,9	26,7	22,5	0,74	
8	Solimões	1982-84	Vargem Grande	8	7,34	0,05	0,34	198	31,9	457	79,6	1304	1304	988,8	154,6	13,4	19,0	63,2	0,90	
9	Σ Rios	1982-84	S. J. do Amatori	8	6,83	0,15	0,71	107	24,7	195	46,1	615	615	448,5	65,6	9,1	24,7	33,1	0,55	
10	Amazone	1982-84	Obidos	7	6,75	0,18	0,69	104	26,1	169	46,3	561	561	406,2	64,1	11,3	20,7	28,5	0,73	
11	Niger	1990-93	Bamako	72	7,30	0,05		100	31,6	54	41,3	322	324	299,4	8,9	-	12,0	1,9	-	
12	Garonne	1989-91	La Réole	120	-			314	47,8	933	217,3	2664	2706	1910,8	291,1	134,0	15,6	169,3	-	
13	Garonne	1971-91	Couthures	235	-			269	34,0	1135	235,2	3044	2976	2331,4	244,5	95,8	-	152,3	-	
14	Girou	1971-99	Cépet	270	7,93	0,01	20,29	537	72,6	2520	442,5	6535	6612	4793	661,1	452,8	-	348,6	3,79	
15	Girou	1983-84	Cépet	365	8,12	0,01	118,68	602	61,5	2796	738,9	7732	7802	5699	739,2	603,2	-	378,9	1,40	
16	Garonne	1971-99	Toulouse	270	8,06	0,01	9,72	203	34,4	909	142,7	2351	2430	1895	151,0	63,5	-	158,5	1,74	
17	Garonne	1999-00	Toulouse	8760	8,12	0,01	4,54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

N°	Bassin	10 ³ km ²	m ³ /s	mm/an	mg.l ⁻¹	μmol.l ⁻¹				mg.l ⁻¹									
		A	Qt		DOC	DIC	CO ₂	O ₂	SiO ₂	FSS	CSS	TSS	POCF	POCC	POC	TOC	log fO ₂ *	log fO ₂ **	log fCO ₂
1	Negro	755	28938	1210	8,44	132	128	147	65	6,7	0,2	6,9	0,45	0,02	0,47	8,91	-0,96	-28,20	-2,41
2	Iça	148	7313	1559	3,64	219	122	185	107	73	12	85	1,34	0,22	1,56	5,20	-0,86	-29,40	-2,45
3	Jutai	74	3425	1461	5,23	678	582	77	126	15,4	0,8	16,1	0,86	0,03	0,89	6,12	-1,24	-29,05	-2,05
4	Japurá	289	16000	1747	3,37	307	175	191	98	52	5	56	1,38	0,47	1,84	5,21	-0,84	-29,31	-2,29
5	Purus	372	11863	1006	4,65	592	334	89	151	70	4	74	1,02	0,08	1,09	5,74	-1,18	-29,37	-2,01
6	Madeira	1380	27263	623	3,27	513	130	244	142	420	67	487	2,92	1,54	4,47	7,74	-0,90	-29,92	-2,42
7	Juruá	217	3738	544	4,99	902	222	127	181	177	17	194	1,59	0,18	1,77	6,76	-1,02	-29,78	-2,19
8	Solimoes	1135	46975	1306	3,56	1094	105	181	148	349	107	456	3,76	0,82	4,58	8,14	-0,87	-30,12	-2,51
9	Σ Rios	4370	145513	1051	4,62	608	156	176	124	213	49	262	2,21	0,63	2,85	7,47	-0,88	-29,47	-2,34
10	Amazone	4619	165000	1127	3,87	604	177	149	129	206	33	239	2,32	0,32	2,64	6,51	-0,95	-29,72	-2,28
11	Niger	117	727	196	2,25	334	35	-	248	-	-	25	-	-	-	-	-	-	-2,99
12	Garonne	53.2	407	242	2,91	-	-	-	67	-	-	98	-	-	3,25	6,16	-	-	-
13	Garonne	52	641	380	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	Girou	0.522	2.13	129	-	4925	132	312	-	-	-	351	-	-	-	10,61	-0,63	-30,33	-2,41
15	Girou	0.522	1.93	117	-	5800	101	-	112	-	-	202	-	-	-	-	-	-31,16	-2,53
16	Garonne	9.8	193.96	625	-	-	-	305	-	-	-	356	-	-	-	6,48	-0,64	-	-
17	Garonne	9.98	174	549	-	1933	38	324	-	-	-	37	-	-	-	3,32	-0,62	-31,00	-2,95

2- Bilan géochimique de l'altération

Erosion chimique et érosion mécanique sont à considérer ensemble pour mesurer la dynamique du paysage. L'érosion chimique désigne l'altération et le transport des éléments en solution. L'érosion mécanique représente le flux d'exportation des matériaux solides hors du paysage par les rivières. En période de biostasie, l'érosion chimique et l'érosion mécanique s'équilibrent. En période de rapides rhéxistases, pour une cause autre que climatique, l'érosion mécanique l'emporte sur l'érosion chimique. Sur de longues périodes, l'érosion chimique prépare le terrain de l'érosion mécanique et par conséquent, un déséquilibre durable en faveur de la composante mécanique n'est pas envisageable. C'est donc l'observation des différences de poids de ces deux mécanismes qui permet de bien comprendre le métabolisme du paysage tropical (Tardy, 1994).

Feth *et al.* (1964), Garrels et Christ (1965), Pédro (1966, 1968), Garrels (1967), Garrels et Mackenzie (1967, 1971), Tardy (1968, 1969, 1971), Drever (1982, 1988, 1997), Miller et Drever (1977 a et b), Gac (1980), Velbel (1985, 1986, 1989), Drever et Clow (1995), Amiotte-Suchet et Probst (1996), Boeglin *et al.* (1997, 1998) et de nombreux autres auteurs ont contribué au développement de l'approche basée sur le bilan géochimique de l'altération établie directement à partir de la composition chimique des eaux à tous les stades de la circulation de surface et souterraine jusqu'à l'exutoire des bassins versants. Bien que tous les mécanismes de contrôle des rythmes d'altération ne soient pas parfaitement connus, cette approche est devenue une opération de routine. De plus, en terme de veille environnementale et d'études d'impacts, l'approche géochimique est d'une importance majeure pour appréhender le fonctionnement hydrochimique du bassin étudié. Le succès de ces applications est considérable.

2.1- L'altération de la roche-mère

L'établissement de la norme de la roche altérée permet de déterminer la quantité de SiO₂ évacuée en solution et la quantité de CO₂ atmosphérique consommée, via la photosynthèse et produite par minéralisation de la matière organique. Les réactions impliquant l'altération de sels solubles, de carbonates et de silicates sont résumées dans ce qui suit.

2.1.1- Dissolution et réactions d'hydrolyse

Les réactions de dissolution des évaporites sont des réactions congruentes qui produisent des solutés dans les mêmes proportions que dans les minéraux, sans libération de SiO₂ ni consommation de CO₂.

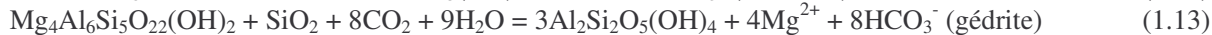
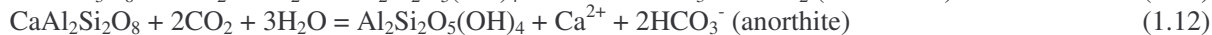
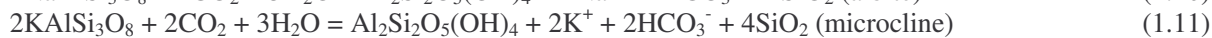
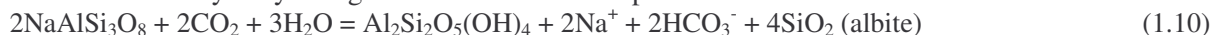


La dissolution des roches carbonatées consomme 1 CO₂, provenant de l'atmosphère, libère 1 CO₂ des carbonates et produit 2 HCO₃⁻, en même temps que 1 Ca²⁺ ou 1 Mg²⁺ :

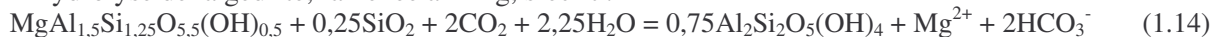


Les réactions d'hydrolyse des silicates sont par contre incongruentes : elles libèrent 2Na⁺, 2K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ et SiO₂, consomment 2CO₂ de l'atmosphère, produisent 2HCO₃⁻ en solution et forment des produits d'altération restant dans les sols (kaolinite, smectite ou gibbsite) en fixant des quantités variables de SiO₂.

Les réactions d'hydrolyse engendrant de la kaolinite peuvent s'écrire de la manière suivante :



L'hydrolyse de la gédrite, ramenée à 1 Mg, s'écrit :



Notons que les réactions d'altération de l'albite et des feldspaths potassiques, produisant de la kaolinite, libèrent 4 SiO₂ en solution. Par contre, l'anorthite n'en libère pas et la gédrite consomme 0,25 SiO₂ prélevée dans la solution.

Dans ces types de bilan, les micas dioctaédriques, comme la muscovite et l'illite, sont comptabilisés avec les K-feldspaths tandis que les micas trioctaédriques, comme la biotite, sont comptés pour une part avec les K-feldspaths et pour l'autre avec la gédrite. Le fer, s'il est pris en compte, peut être introduit sous forme de ferrogédrite ou plus simplement sous forme de ferriannite (Gac, 1980) :



Aussi, les bilans portant sur CO₂, HCO₃⁻, Si, Al et K sont identiques à ceux établis pour le microcline. Par conséquent, le bilan d'altération établi précédemment peut être étendu à une grande variété de roches silicatées, allant des roches détritiques (grès et marnes), aux granites en passant par les roches métamorphiques (schistes, micaschistes).

A partir de la composition chimique des eaux de rivière mesurée à l'exutoire des bassins versants, il est possible de reconstituer la composition minéralogique des roches mères altérées, fournissant les éléments chimiques participant à la minéralité des eaux de rivière : (ev) désigne les évaporites : halite, sylbite et gypse ; (carb) désigne les roches carbonatées : calcite et dolomite ; (sil) la portion silicatée ; et (t) la molalité totale mesurée dans les eaux de rivière (μmol/L).

Les bilans suivants doivent être assurés :

$$Na(t) = Na(ev) + Na(sil) \quad (1.16)$$

$$K(t) = K(ev) + K(sil) \quad (1.17)$$

$$Ca(t) = Ca(ev) + Ca(carb) + Ca(sil) \quad (1.18)$$

$$Mg(t) = Mg(carb) + Mg(sil) \quad (1.19)$$

$$Cl(t) = Na(ev) + K(ev) \quad (1.20)$$

$$SO_4(t) = Ca(ev) \quad (1.21)$$

Six variables (les concentrations des espèces chimiques dissoutes dans les eaux) sont connues alors qu'on recherche 9 inconnues : Na(sil), K(sil), Ca(sil), Mg(sil), Ca(carb), Mg(carb), Na(ev), K(ev), Ca(ev). Trois autres variables sont requises pour résoudre le système. Aussi, on choisit des ratios moléculaires moyens déterminés dans les eaux de drainage de bassins monolithologiques (+ de 2000 analyses) constitués à 100% de roches cristallines. Les données proviennent des travaux de Feth *et al.* (1964), Tardy (1969, 1971), Gac (1980), Drever (1997) et Boeglin *et al.* (1997) :

$$K(sil)/Na(sil) = 0,30 \quad (1.22)$$

$$Mg(sil)/Na(sil) = 0,32 \quad (1.23)$$

$$Ca(sil)/Na(sil) = 0,40 \quad (1.24)$$

Ces valeurs sont assez dispersées parmi le jeu de données et tout changement particulier d'un ou plusieurs de ces ratios engendre des erreurs sur le bilan d'altération. Cependant, les tendances relevées le long des cycles hydrologiques avec des crues d'amplitudes variées peuvent être raisonnablement interprétées.

Notons enfin que les apports de l'eau de pluie concernant Cl⁻, SO₄²⁻, Na⁺, K⁺ et Ca²⁺ sont affectés aux évaporites (pôle fictif) tandis que les apports additionnels sur Mg²⁺ sont ignorés.

2.1.2- Bilan de consommation du CO₂

Le bilan de consommation du dioxyde de carbone est déduit de la norme d'altération de la roche-mère. Les quantités de CO₂ consommées peuvent être déterminées pour les silicates, en sachant que l'albite et le microcline consomment chacun 1 CO₂ par mole de Na(sil) ou K(sil) libéré, alors que l'anorthite et la gédrite consomment chacun 2 CO₂ par mole de Ca(sil) ou Mg(sil) libérée.

Par ailleurs, la dissolution des carbonates consomme uniquement 1 mole de CO₂ pour chaque Ca(carb) ou Mg(carb) libérés par la dissolution de calcite [1Ca(carb)] et de dolomite [1Ca(carb) + 1Mg(carb)]. Ainsi, en déterminant l'origine géochimique des éléments provenant à la fois des silicates et des carbonates, le budget total par litre de CO₂ consommé peut être aisément établi :

$$CO_2 (cons.t) = Na^+(sil) + K^+(sil) + 2Ca^{2+}(sil) + 2Mg^{2+}(sil) + 2Ca^{2+}(carb) + 2Mg^{2+}(carb) \quad (1.25)$$

Le budget de CO₂ consommé par altération des carbonates (noté CO₂ cons. carb) et des silicates (CO₂ cons. sil) est donnée par :

$$\text{CO}_2 (\text{cons. carb}) = 2\text{Ca}^{2+}(\text{carb}) + 2\text{Mg}^{2+}(\text{carb}) \quad (1.26)$$

$$\text{CO}_2 (\text{cons. sil}) = \text{Na}^+(\text{sil}) + \text{K}^+(\text{sil}) + 2\text{Ca}^{2+}(\text{sil}) + 2\text{Mg}^{2+}(\text{sil}) \quad (1.27)$$

$$\text{Avec } \text{CO}_2 \text{ cons. sil} + \text{CO}_2 \text{ cons. carb} = \text{CO}_2 \text{ cons. t} \quad (1.28)$$

Enfin, le budget de carbone libéré par dissolution des roches carbonatées, notée CO₂ carb, est strictement identique au budget de CO₂ consommé affecté à CO₂ cons. carb. On obtient donc :

$$\text{CO}_2 \text{ carb} = \text{CO}_2 \text{ cons. Carb} \quad (1.29)$$

La somme des 3 valeurs CO₂ carb + CO₂ cons. carb + CO₂ cons. sil est appelée CO₂ tot. Dans la suite de l'étude, le ratio FR = CO₂ carb / CO₂ tot sert d'indice lithologique. Lorsque FR = 0, la roche-mère est composée exclusivement de silicates tandis que FR = 0,50 caractérise une roche-mère composée à 100% de roches carbonatées.

On gardera bien à l'esprit que ces notations sont purement conventionnelles ; le détail des mécanismes, illustré par Berner et Berner (1987) avec l'exemple de l'hydrolyse acide de l'albite par l'acide oxalique, fait apparaître une réalité bien plus complexe que ne le laisse supposer l'équation (1.10).

2.1.3- Résultats

La lecture des résultats s'appuie sur l'indice lithologique FR = CO₂ carb / CO₂ tot. Au vu du tableau 1.2, on distingue les bassins à dominante cristalline des bassins à dominante sédimentaire. Dans la catégorie des bassins à socle cristallin, figurent les Rios Negro (FR = 0) et Jutai (FR = 0,04) ainsi que le Niger (FR = 0,09) qui se caractérisent par une faible concentration des espèces chimiques et une acidité forte. Le facteur lithologique détermine pour une grande part la composition des eaux de drainage. L'exemple le plus significatif est fourni par le pH qui est directement lié au ratio FR, comme en témoigne la figure 1.2a.

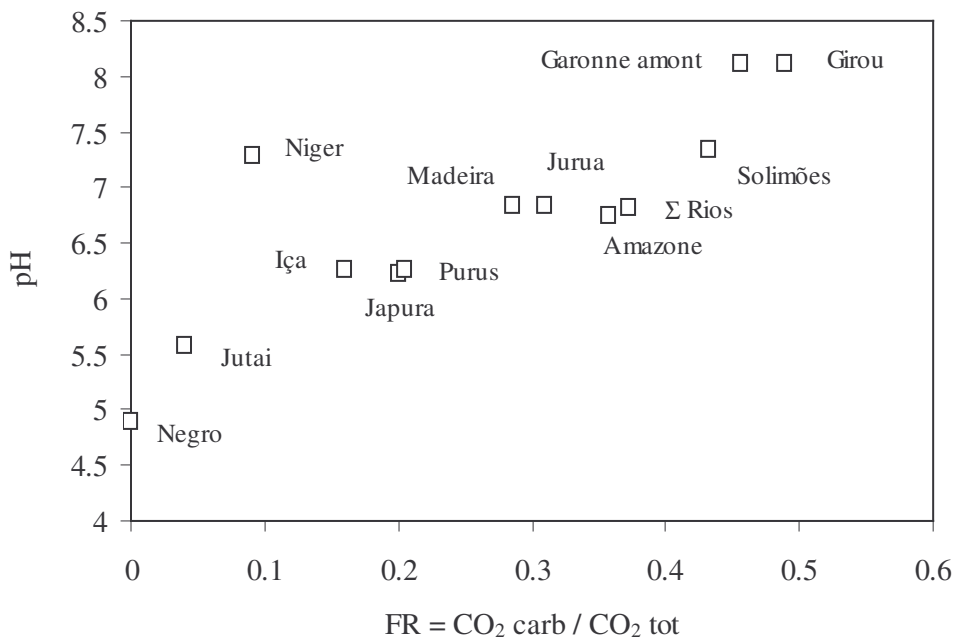


Figure 1.2a- Relation entre le facteur lithologique (FR = CO₂ carb / CO₂ tot) et le pH.

Le Niger amont présente des teneurs plus élevées du fait d'une forte concentration par évaporation (P/D = 4,6) ce qui occasionne une alcalinisation des eaux lorsque la teneur en bicarbonates est supérieure à la somme des autres anions (Al-Droubi, 1976). Les bassins des Rios Iça (FR = 0,16), Japurá (FR = 0,20) et Purus (FR = 0,21) sont sous l'influence de roches carbonatées plus particulièrement localisées sur la partie amont du bassin. Le pH des eaux de drainage est moins acide (6,2 à 6,4). A mesure que la part de carbonates s'accroît, le pH tend vers la neutralité (Rios Madeira et Juruá) puis devient alcalin lorsque

l'influence des roches silicatées s'atténue (Solimões, Garonne et Girou). Le ratio FR culmine sur le bassin du Girou (FR = 0,483) qui draine une partie de l'avant-pays molassique pré-Pyrénéen : ce chiffre indique que 96,6% du carbone inorganique dissous (DIC) vient de l'altération des carbonates (48,3% libéré par hydrolyse et 48,3% provenant d'une consommation du CO₂ des sols) tandis que 3,4% est issu de l'altération des silicates (CO₂ consommé).

2.2- Dynamique de la silice

Les mécanismes de pédogénèse sont décryptés en analysant la chromatographie de la silice dans le paysage. L'étude des bilans d'exportation de la silice conduit à la détermination de l'indice Re (Tardy, 1969 ; Tardy, Bustillo *et al.*, 2004), qui correspond au rapport SiO₂/Al₂O₃ des produits d'altération. Ce rapport témoigne des conditions de drainage interne des sols et constitue un indicateur précieux de leur fonctionnement.

Considérant les réactions d'hydrolyse exposées précédemment, on distingue ce qui a été libéré (lib) par hydrolyse ou consommé par altération (cons) de ce qui a véritablement été exporté (rel) en solution, après avoir déduit ce qui a été fixé (fix) par les minéraux secondaires néoformés.

En examinant par exemple la réaction d'altération de l'albite en kaolinite, l'hydrolyse complète d'une mole d'albite libère tous les éléments qu'il recèle. Le sodium est donc entièrement libéré et se retrouve en totalité en solution :

$$\text{Na (lib.)} = \text{Na (rel.)} \quad (1.30)$$

Par contre, Al libéré est entièrement fixé par la kaolinite:

$$\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (lib)} = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (fix)} = 0,5 \text{ Na (lib)} = 0,5 \text{ Na (rel)} \quad (1.31)$$

La silice est en partie fixée par la kaolinite et en partie évacuée en solution:

$$\text{SiO}_2 \text{ (lib)} = \text{SiO}_2 \text{ (fix)} + \text{SiO}_2 \text{ (rel)} = 3 \text{ Na (lib)} = 3 \text{ Na (rel)} \quad (1.32)$$

Il existe deux rapports géochimiques R et Re utilisés comme des indices d'altération pour mesurer la mobilité différentielle des éléments dissous pendant l'altération des roches. Conceptuellement, ces deux rapports sont similaires, à la différence près que R est mesuré dans les produits d'altération tandis que Re est calculé à partir des concentrations des espèces chimiques dissoutes dans les eaux de drainage des sols. Les deux correspondent au quotient entre (1) la quantité de SiO₂ (lib) libérée par altération et stockée dans les sols et (2) la quantité de Al₂O₃ (lib) libérée par altération mais intégralement fixée dans les sols. Le rapport molaire SiO₂/Al₂O₃ a été largement utilisé comme indice d'altération dans la classification des sols, définissant trois voies d'altération (Pédro, 1966, 1968) :

- allitisation : R = 0 avec SiO₂ entièrement évacuée (Al₂O₃, 3H₂O : la gibbsite est produit d'altération) ;
- monosiallisation : R = 2 avec SiO₂ partiellement évacuée (2SiO₂, Al₂O₃, 2H₂O : la kaolinite est produit d'altération) ;
- bisiallisation : R = 4 avec SiO₂ faiblement évacuée (4SiO₂, Al₂O₃, H₂O : la smectite est produit d'altération) ;

L'indice d'altération Re a été défini par Tardy (1968, 1969, 1971). Re est calculé à partir des molalités de Na, K, Ca, Mg et SiO₂ mesurées dans les eaux de drainage mais provenant exclusivement de l'altération des silicates (notés sil). Les normes d'albite, de microcline, d'anorthite et de gédrite sont supposées représenter la stoechiométrie des minéraux soumis à l'altération, provenant de pôles géologiques très variés (granites, roches cristallines acides, roches basiques, grès ...).

$$\text{Re} = \frac{(3\text{NaSil} + 3\text{Ksil} + 2\text{CaSil} + 1,25\text{MgSil} - \text{SiO}_2)}{0,5\text{NaSil} + 0,5\text{Ksil} + \text{CaSil} + 0,75\text{MgSil}} = \frac{\text{SiO}_2 \text{ (fix)}}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (fix)}} = R \quad (1.33)$$

Re < 2 lorsque la gibbsite se forme en même temps que la kaolinite ;

Re > 2 lorsque la formation de smectites est favorisée en même temps que la kaolinite ;

Re = 2 lorsque la kaolinite est le seul minéral primaire formé ou lorsqu'en marge d'une proportion dominante de kaolinite se forment en proportions identiques gibbsite et smectite ;

Re s'avère être un excellent paramètre pour suivre la dynamique des sols sur un bassin versant. La totalité de Al₂O₃ libérée (lib) par érosion chimique est immobilisée (fix) dans les sols, tandis que SiO₂ (lib) n'est que partiellement retenue (fix) par les minéraux secondaires, le complément étant évacué (rel) en solution. La nature des minéraux argileux produits par érosion chimique dépend de la dynamique de la silice mise

en solution, contrôlée par à la fois par le climat, par la nature de la roche-mère et par les conditions de circulation des solutions (hydrotopie) au niveau des profils d'altération.

Sur la moyenne annuelle, l'indice Re varie de 1,25 pour le Rio Negro à 2,91 pour le Girou. On s'aperçoit que les indices Re sont sous le contrôle des facteurs climatique et géologique (figure 1.2b). Le contrôle climatique s'opère de telle sorte que, toutes choses étant égales par ailleurs, les bassins à forts contrastes saisonniers, du fait d'écarts de température en zone tempérée (Garonne, Girou) ou du fait d'un régime de pluies saisonnalisés en zone tropicale (Madeira, Juruá, Purus, Niger), mobilisent plus faiblement la silice : Re est alors plus fort. Les bassins plus humides, présentant un régime de pluie plus régulier et une température uniforme (Jutai, Négro, Iça, Japurá, Solimões) affichent un Re plus petit. L'écart entre la Garonne (Re = 2,81) et le Rio Solimões (Re = 1,99), deux bassins dominés par les carbonates, illustre le contrôle exercé par le climat, frais et sec dans le premier cas, chaud et humide dans le second cas. La mobilité de la silice qui oriente les mécanismes de pédogénèse, est également contrôlée par la nature de la roche-mère. Les bassins à dominante silicatée (Jutai, Negro, Niger) ou faiblement influencés par les carbonates (Iça, Japurá) mobilisent fortement la silice : toutes choses étant égales par ailleurs, le ratio géochimique Re est plus faible sur roche silicatée que sur roche carbonatée. L'écart entre Niger (Re = 1,91) et Girou (Re = 2,91), les deux bassins les plus secs, illustre le contrôle exercé par la géologie, dominé par les silicates dans le premier cas et par les carbonates dans le second.

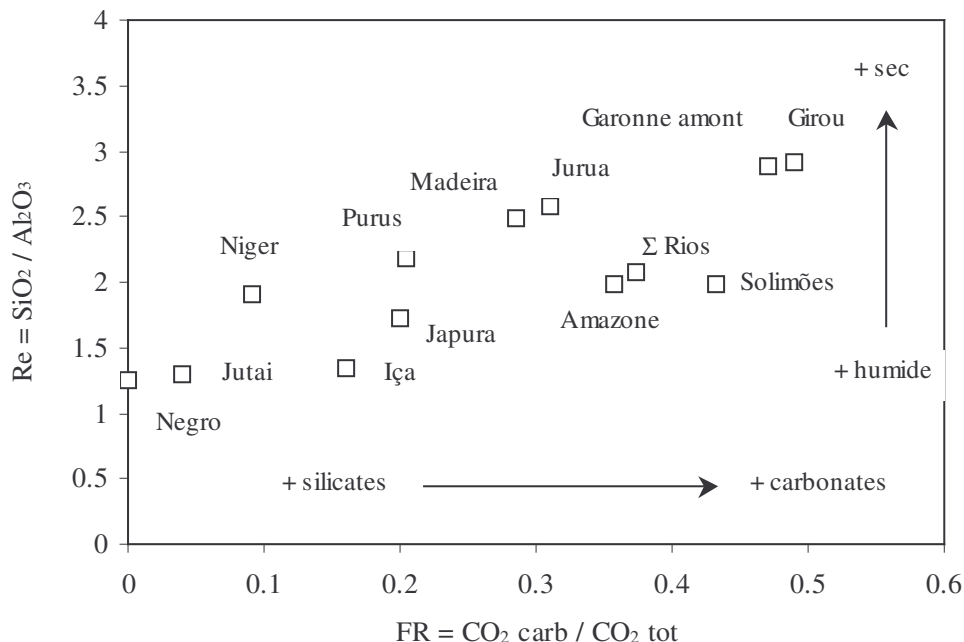


Figure 1.2b- Relation entre le facteur lithologique FR et le rapport $Re = SiO_2 / Al_2O_3$.

2.3- Dynamique de l'érosion

La procédure employée pour calculer la vitesse d'érosion chimique et la vitesse d'érosion mécanique est exposée au chapitre 2. La vitesse d'érosion chimique (V_{ch}) varie entre 2,2 m / 10^6 ans sur le bassin du Girou et 13,5 m / 10^6 ans sur le bassin du Solimões. Au vu des écarts entre bassins, on s'aperçoit que la vitesse d'érosion chimique est dépendante de l'humidité du climat et de la nature du substratum géologique. Une équation combinant ces deux paramètres a pu être établie :

$$V_{ch} = 10^{-0,19} \times Q_t^{0,47} \times FR^{0,33} \quad (R^2 = 0,74) \quad (1.34)$$

La vitesse d'érosion chimique est d'autant plus rapide que le climat est humide et que la proportion de roches carbonatées est forte. Cette dernière observation valide l'idée selon laquelle les matériaux fins intercalés entre les couches de calcaire sont facilement hydrolysés, du fait d'une plus grande surface exposée. Toutefois, la tendance générale livrée par l'équation précédente occulte en partie l'influence des plaines alluviales et la contribution des alluvions à l'érosion chimique.

A ce titre, il est intéressant de signaler que dans le cas des bassins générant d'importants dépôts sédimentaires, en raison d'une orographie modeste (Rios Purus, Juruá) ou de plaines alluviales étendues (Amazone), la vitesse d'érosion chimique (V_{ch}) s'accélère. Par contre, les profils de sols désaturés, sous l'action du lessivage, constituent un frein à l'érosion chimique par défaut de substrat altérable (*weathering-limited erosion*). En secteur de montagne, la profondeur des profils est réduite en même temps que le temps de résidence des eaux se raccourcit (*transport-limited erosion*) ce qui limite le rendement d'altération (Garonne amont, Iça, Japurá). Le bassin du Rio Solimões présente, sur sa partie amont, des profils minces tandis que sur la partie aval, les dépôts alluvionnaires immatures en terme d'altération, contribuent au développement de profils épais qui assurent une érosion chimique véloce.

Tableau 1.2- Bilan de l'érosion chimique et de l'érosion mécanique et composantes du cycle de la silice.

	$m^3.s^{-1}$ $mm.a^{-1}$		Cycle de la silice				Vitesse d'érosion ($m/10^6a$)		
	Qt		SiO ₂ ev.	SiO ₂ lib.	Al ₂ O ₃ lib.	Re	VCh	Vm	VCh -Vm
Negro	28938	1210	65	88	19	1.25	2.8	5.3	-2.5
Iça	7313	1559	107	161	40	1.35	8.0	83.4	-75.4
Jutai	3425	1461	126	185	45	1.30	8.4	14.8	-6.4
Japura	16000	1747	98	173	43	1.73	11.0	61.5	-50.5
Purus	11863	1006	151	327	81	2.18	13.4	46.8	-33.4
Madeira	27263	623	142	350	83	2.49	9.3	191.2	-181.9
Jurua	3738	544	181	512	129	2.58	12.7	66.2	-53.5
Solimões	46975	1306	148	279	66	1.99	13.5	375.1	-361.6
Amazone	165000	1127	124	245	58	2.08	10.6	185.7	-175.1
Σ Rios	145513	1051	129	245	58	1.98	9.6	157.9	-148.3
Niger	727	196	248	476	119	1.91	3.6	3.0	0.6
Garonne aval	407	242	67	294	79	2.89	3.7	14.9	-11.2
Girou	1,93	117	112	395	97	2.91	2.2	14.8	-12.6
Garonne amont	194	549	80	322	77	-	8.7	123.3	-114.6

La même démarche a été appliquée pour déterminer la vitesse d'érosion mécanique V_m qui varie de 3,0 $m/10^6$ ans sur le bassin du Niger à 375 $m/10^6$ ans sur le bassin du Solimões. L'humidité du climat donnée par le débit Q_t et la nature de la roche-mère approchée par l'indice FR sont les deux facteurs principaux qui gouvernent les exportations solides.

$$V_m = 10^{-0,51} \times Q_t^{1,22} \times FR^{1,95} \quad (R^2 = 0,84) \quad (1.35)$$

L'équation calibrée sur les 14 fleuves montre que la vitesse d'érosion mécanique augmente plus vite que le débit Q_t ($\alpha_1 = 1,22$) ce qui signifie que, toutes choses étant égales par ailleurs, la concentration des matériaux solides est plus forte sur les bassins humides. D'autre part, les exportations de terre apparaissent fortement accrues sur roche-mère sédimentaire, plus vulnérable au décapage de surface.

Toutefois, les valeurs ainsi établies résultent à la fois (1) du décapage de surface, affectant plus particulièrement les roches tendres affleurantes (marnes, argillite) et de (2) l'érosion mécanique des sols, contribuant à l'exportation des minéraux secondaires produits par altération. A l'évidence, seule la seconde composante doit être prise en compte pour interpréter la dynamique des sols, en confrontant érosion chimique et érosion mécanique. Le protocole proposé au chapitre 3, consacré au bassin de l'Amazone, permet de distinguer la contribution de ces deux processus et débouche sur des résultats plus réalistes.

Tableau 1.3- Bilan de l'altération par la méthode de découpage géochimique. Pôles d'altération et bilan du CO₂.

N°	Bassin	m ³ .s ⁻¹ mm.a ⁻¹		Evaporites (μmol.l ⁻¹)			Silicates (μmol.l ⁻¹)				Carbonates (μmol.l ⁻¹)	
		Qt		Halite	Sylvite	Gypse	Albite	Microcline	Anorthite	Gédrite	Calcite	Dolomite
1	Negro	28938	1210	21,9	2,4	6,6	17,2	9,0	2,0	4,5	0,0	0,0
2	Iça	7313	1559	14,7	0,0	7,9	29,2	12,7	11,7	9,3	10,6	4,5
3	Jutai	3425	1461	12,4	0,0	41,7	33,1	15,5	13,2	10,6	3,1	0,5
4	Japurá	16000	1747	20,0	0,0	5,4	32,8	11,9	13,1	10,5	24,1	3,2
5	Purus	11863	1006	9,7	0,0	9,7	59,5	25,8	23,8	19,0	42,0	8,7
6	Madeira	27263	623	33,1	0,0	42,9	57,1	36,7	22,8	18,3	12,4	52,6
7	Juruá	3738	544	25,2	0,0	22,5	98,1	33,5	39,2	31,4	166,4	28,6
8	Solimoes	46975	1306	154,6	0,0	63,2	43,7	31,9	17,5	14,0	310,9	65,6
9	Σ Rios	145513	1051	65,1	0,5	33,1	41,5	24,2	15,6	13,1	113,6	33,1
10	Amazone	165000	1127	64,1	0	28,5	39,7	26,1	15,9	12,7	89,1	27,1
11	Niger	727	196	8,9	0,0	1,9	90,8	31,6	36,3	29,1	3,7	12,2
12	Garonne	369	219	259,7	31,4	169,3	54,7	16,4	21,9	17,5	542,4	199,8
13	Garonne	641	380	224,1	20,4	152,3	45,2	13,6	18,1	14,5	744,2	220,8
14	Girou	2	129	471,4	53,0	348,6	65,4	19,6	26,2	20,9	1724,1	421,6
15	Girou	2	117	525,4	38,6	378,9	76,1	22,8	30,4	24,4	1671,8	714,6
16	Garonne	194	625	136,5	14,5	158,5	66,5	20,0	26,6	21,3	602,7	121,4

N°	Bassin	μmol.l ⁻¹					Ratios			
		CO ₂ tot (1)	CO ₂ carb (2)	CO ₂ cons. carb (3)	CO ₂ cons sil (4)	CO ₂ cons.t (5)	(2) / (1)	(4) / (1)	(3) / (1)	(3+4) / (1)
1	Negro	39,3	0,0	0,0	39,3	39,3	0,000	1,000	0,000	1,000
2	Iça	123,4	19,7	19,7	84,0	103,7	0,160	0,681	0,160	0,840
3	Jutai	104,6	4,2	4,2	96,2	100,4	0,040	0,920	0,040	0,960
4	Japura	153,1	30,6	30,6	91,9	122,5	0,200	0,600	0,200	0,800
5	Purus	289,9	59,5	59,5	170,9	230,4	0,205	0,590	0,205	0,795
6	Madeira	411,3	117,6	117,6	176,1	293,7	0,286	0,428	0,286	0,714
7	Jurua	719,9	223,5	223,5	272,9	496,4	0,310	0,379	0,310	0,690
8	Solimoes	1022,6	442,0	442,0	138,6	580,6	0,432	0,136	0,432	0,568
9	Σ Rios	482,6	179,8	179,8	123,1	302,9	0,373	0,255	0,373	0,627
10	Amazone	438,8	158,0	158,0	122,9	280,9	0,357	0,287	0,357	0,643
11	Niger	309,6	28,2	28,2	253,2	281,4	0,091	0,818	0,091	0,909
12	Garonne	1509,2	708,6	708,6	92,0	800,6	0,470	0,061	0,470	0,530
13	Garonne	2495,4	1186,0	1186,0	123,3	1309,4	0,475	0,049	0,475	0,525
14	Girou	5288,3	2587,9	2587,9	112,4	2700,4	0,489	0,021	0,489	0,511
15	Girou	6414,3	3104,2	3104,2	206,0	3310,2	0,484	0,032	0,484	0,516
16	Garonne	1873,1	855,9	855,9	161,4	1017,3	0,457	0,086	0,457	0,543

3- Composition des réservoirs : lecture géochimique

L'ensemble des résultats obtenus est consigné dans les tableaux 1.4a et 1.4b.

De manière générale, pour les principales espèces chimiques dissoutes, on observe un gradient croissant de Rs vers Ri puis de Ri vers Rb, qui témoigne d'une concentration des eaux de percolation par dissolution-évaporation. De nombreuses exceptions sont à mentionner, illustrant l'influence combinée du climat, de processus géochimiques et biologiques. Les différents facteurs exerçant un contrôle sur la composition chimique des réservoirs Rs, Ri et Rb sont établis et les mécanismes d'interaction sont brièvement présentés.

3.1- La composition du réservoir Rb

3.1.1- Contrôle climatique

A mesure que les eaux de pluie s'infiltrent dans le sol, la solution initialement diluée est soumise à une concentration par évaporation. Aussi, en l'absence d'altération chimique, la concentration des espèces chimiques dans les eaux de drainage correspondent à la concentration de l'eau de pluie multipliée d'un facteur Pluie / Drainage. Ce rapport est une caractéristique hydroclimatique du bassin versant, voisin de 1 pour les bassins très humides et pouvant atteindre des valeurs supérieures à 10 en climat aride.

Sous climat secs, malgré une vitesse d'altération restreinte, la faiblesse des débits conduit à une salinisation des eaux. Sur le bassin du Niger présentant un déficit d'écoulement important ($P/D = 4,85$), la composition des eaux de drainage est fortement influencée par les conditions climatiques.

Les nappes concentrent les espèces dissoutes (Na , Ca , Mg , HCO_3^-) tandis que les réservoirs Rs et Ri sont dilués. Le pH de Rb est rendu alcalin par la concentration des espèces dissoutes. Sur le bassin du Girou dont le déficit d'écoulement moyen annuel est fort ($P/D = 4,66$), la composition des eaux de drainage est sous contrôle climatique avec accentuation anthropique. En effet, le déficit d'écoulement observé sur le bassin du Girou provient d'une accélération de l'évaporation ($\text{EHP} > 2000$) liée à une ponction des ressources en eau pour l'irrigation des cultures.

3.1.2- Contrôle géochimique

Sous climat plus humide, le facteur de concentration diminue tandis que la vitesse d'altération s'accélère. La composition des eaux de Rb est sous contrôle géochimique. On distingue alors les bassins à dominante silicatée (Negro, Jutai, Iça, Japurá) dont les nappes sont peu concentrées en Na , Ca , Mg , HCO_3^- et les bassins à dominante carbonatée (Purus, Madeira, Juruá, Solimões, Garonne) qui concentrent plus fortement ces éléments. Par ailleurs, un lien a pu être établi entre la concentration en sodium dans la nappe et le ratio FR. Plus l'influence sédimentaire est importante (FR fort), plus le sodium est concentré dans Rb. L'altération des roches sédimentaires est rapide en raison de la finesse des matériaux détritiques soumis à l'hydrolyse. Cette particularité assure une libération importante d'éléments minéraux, d'où une plus forte concentration de Na dans les nappes en présence de matériaux alluvionnaires et/ou détritiques.

3.1.3- Contrôle biologique

La composition de Rb reflète en partie l'activité biologique de la rivière : teneurs élevées en O_2 , réduites en CO_2 et pH relativement fort. Pendant l'étiage, l'écoulement Rb contribue fortement au débit de basses eaux, période pendant laquelle l'interférence biologique de la rivière peut s'exprimer. En cas d'activité photosynthétique, le gaz carbonique est prélevé par les algues tandis que l'oxygène est émis. La ponction de gaz carbonique modifie l'équilibre acido-basique des eaux et conduit à une remontée de pH. Lorsque la respiration domine, l'oxygène est prélevé ce qui tend à diminuer la teneur en oxygène dissous tandis que le gaz carbonique issu de la dégradation des molécules organiques est produit. L'introduction de gaz carbonique dans le milieu provoque ainsi une acidification des eaux.

L'influence biologique se porte spécifiquement sur Rb qui contribue en majorité au débit d'étiage. Ce mécanisme amène une confusion importante quant à la caractérisation physico-chimique de Rb. Il est en effet inconcevable que les nappes soient si bien pourvues en oxygène dissous et si appauvries en

CO₂. L'influence biologique se manifeste également sur des éléments chimiques comme la silice, le carbone organique et l'azote qui sont prélevés, réorganisés et relargués par les organismes occupant le lit de la rivière. A ce titre, l'augmentation de la teneur en nitrates observée pendant l'étiage au sein des fleuves amazoniens, liée à l'évidence à une oxydation d'une fraction organique labile, occasionne une surestimation de la composition en nitrates de Rb sur les bassins du Madeira et du Purus.

3.2- Les caractéristiques de Rs

3.2.1- Contrôle morpho-climatique

Le climat exerce un contrôle sur la charge solide du ruissellement. En conditions arides, le couvert végétal est relativement éparé ce qui vulnérabilise les sols vis-à-vis de l'érosion mécanique. La charge solide du ruissellement sur le bassin du Niger atteint 250 mg/L contre 15 mg/L pour le rio Negro et 42 mg/L pour le rio Jutai qui drainent des bassins à dominante granitique. Le même constat peut être établi en comparant trois bassins à dominante carbonatée : le bassin du Juruá, soumis à des contrastes climatiques saisonniers importants affiche une charge solide dans Rs supérieure au Purus (270 mg/L) qui est moins aride et très supérieure au Japurá (120 mg/L), le bassin le plus arrosé.

La charge solide du ruissellement est également sous l'influence de la topographie. Une distinction très nette peut être faite entre les bassins montagneux qui mobilisent plus de matériaux solides et les bassins de plaine qui en exportent moins. La comparaison entre le bassin du Madeira (TSS Rs = 2300 mg/L) entrant dans la première catégorie et celui du Juruá (TSS Rs = 750 mg/L) entrant dans la seconde catégorie illustre l'influence de la topographie sur la charge solide du ruissellement.

3.2.2- Contrôle géochimique

Le substratum géologique exerce un contrôle sur le pH de l'écoulement Rs. Sur les bassins à dominante carbonatée, le pH de Rs est proche de la neutralité grâce au maintien de bases échangeables Ca, Mg au niveau des horizons de surface. Sur les bassins à dominante granitique, le pH de Rs est acide du fait de l'absence de bases échangeables qui ont été lessivées des horizons de surface : l'hydrolyse des minéraux primaires ne compense pas les exportations d'éléments minéraux. La minéralisation de la matière organique produit des molécules acides solubles (DOC) qui, en l'absence de bases échangeables, ne sont pas neutralisées : les horizons lessivés de surface s'acidifient.

Sur les bassins à dominante carbonatée (Solimões, Garonne), les teneurs en Ca, Mg et HCO₃⁻ sont accrues au niveau de l'horizon de surface Rs et sont supérieures aux teneurs relevées dans Rb. En réalité, cette situation traduit une inversion de profil qui correspond au colluvionnement de matériaux sédimentaires en surface. Le décapage de surface accélère le départ en solution de ces éléments qui ne rejoignent pas intégralement les aquifères. Ces dernières sont alimentées par des écoulements souterrains émanant des zones amont et reposant essentiellement sur des roches à dominante silicatée, peu affectées par les remaniements latéraux.

3.2.3- Contrôle biologique

Le gradient de concentration observé pour Na n'est pas respecté dans le cas du potassium dont la teneur est accrue au niveau du réservoir de surface Rs. Cette constatation revêt un caractère systématique qui reflète une ponction par les plantes et une rétrocession au niveau des horizons de surface. Par ailleurs, on observe un enrichissement de Rs en nitrates et une diminution des teneurs en ammonium qui mettent en évidence une tendance à l'oxydation dans l'horizon de surface. Seuls le Purus et le Madeira présentent une typologie différente, vraisemblablement influencée statistiquement par les mécanismes d'oxydation de l'azote qui opèrent à l'étiage.

Tableau 1.4a- Caractéristiques des 3 composantes du débit calculées pour l'Amazonie, ses 8 principaux affluents, le Niger amont, la Garonne (bassin supérieur et bassin total) et le Girou. Espèces dissoutes (anions, cations, DIC, DOC, gaz, mmol.l⁻¹). Balance ionique, comprenant DOC (S⁺, S⁻, meq.l⁻¹).

			Cations							Anions						
Bassin	Qk	%	pH	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	S ⁺	S ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	DOC ⁻	SO ₄ ²⁻	HPO ₄ ²⁻
Negro	Rs	33,1	5,71	0,40	8,0	18,4	10,6	9,0	68	68	7,1	0,0	6,4	39,5	7,4	0,09
	Ri	45,2	4,83	0,94	12,0	8,1	11,3	2,6	64	64	3,3	0,0	1,2	46,3	6,2	0,21
	Rb	21,7	4,61	0,93	143,0	7,6	0,0	1,5	179	179	3,0	112,2	0,0	51,4	6,1	0,14
	μ		4,90	0,76	39	11,4	8,6	4,5	90	90	4,5	24,3	2,7	45,1	6,6	0,16
Iça	Rs	40,6	6,33	0,93	14,0	7,5	34,1	13,5	118	118	90,0	0,0	14,1	10,8	1,0	0,50
	Ri	40,0	6,49	0,35	25,0	14,8	39,3	14,3	148	148	110,4	1,6	4,9	29,0	0,2	0,59
	Rb	19,4	5,72	2,56	145,0	19,5	26,7	13,8	250	250	83,3	72,2	0,0	18,1	38,0	0,17
	μ		6,27	1,02	44	12,7	34,7	13,9	155	155	96,9	14,7	7,7	19,5	7,9	0,47
Jutai	Rs	38,4	5,36	1,24	8,0	10,7	14,0	0,0	52	52	15,2	0,0	1,7	35,4	0,0	0,00
	Ri	42,4	5,55	0,88	16,0	13,3	96,8	3,1	233	233	50,5	0,0	1,8	26,8	76,6	0,26
	Rb	19,3	6,20	0,00	185,0	30,0	62,8	50,8	443	443	262,6	64,5	0,0	15,7	48,9	1,18
	μ		5,58	0,85	45	15,5	49,8	11,1	186	186	77,9	13,5	1,4	28,0	23,6	0,34
Japurá	Rs	43,5	6,79	0,00	8,0	15,5	2,2	0,0	28	28	5,5	2,5	14,3	0,0	2,4	0,42
	Ri	37,9	5,43	1,29	20,0	4,9	16,7	10,1	83	83	43,8	8,1	4,6	25,7	0,3	0,31
	Rb	18,5	7,12	1,36	225,0	18,1	207,0	52,4	763	763	588,0	85,7	0,0	44,6	22,6	0,00
	μ		6,24	0,76	53	11,9	45,8	13,7	185	185	128,0	20,0	8,0	18,0	5,4	0,29
Purus	Rs	26,0	5,84	2,04	8,0	21,2	47,0	3,8	134	134	59,8	16,7	8,7	38,1	5,0	0,48
	Ri	48,9	6,05	0,54	12,0	24,2	52,8	17,5	178	178	133,4	0,0	0,7	30,2	6,2	0,84
	Rb	25,1	7,15	0,00	244,0	33,6	184,0	72,5	790	790	707,0	21,4	16,6	0,8	21,4	0,60
	μ		6,26	0,79	69	25,8	84,2	27,8	320	320	258,3	9,7	6,8	24,9	9,7	0,68
Madeira	Rs	19,1	6,68	2,29	8,0	46,5	69,8	22,7	242	242	192,7	13,7	7,7	27,7	0,0	0,02
	Ri	52,4	6,19	1,37	17,0	25,0	75,7	31,3	258	258	235,1	0,0	0,0	22,7	0,0	0,14
	Rb	28,5	8,22	0,00	280,0	51,6	273,2	176,1	1230	1230	784,7	106,9	33,2	1,5	150,5	1,49
	μ		6,84	1,14	90	36,7	127	70,9	524	531	383,5	33,1	10,9	17,5	42,9	0,50
Juruá	Rs	19,5	6,78	0,00	14,0	45,0	159,0	48,1	473	473	365,6	2,8	34,3	29,5	19,4	1,09
	Ri	51,4	6,60	1,01	70,0	26,8	151,4	52,8	507	507	435,9	14,5	3,3	33,1	9,2	0,71
	Rb	29,2	7,43	0,27	290,0	37,6	507,2	80,6	1503	1503	1322,0	58,9	12,0	13,5	48,0	0,56
	μ		6,85	0,60	123	33,5	257	60,0	791	791	680,5	25,2	11,9	26,7	22,5	0,74
Solimões	Rs	33,8	7,27	0,00	35,0	45,5	663,7	93,9	1596	1596	1386,7	28,2	8,8	26,9	72,3	0,27
	Ri	45,5	7,24	0,15	137,0	36,2	436,3	73,9	1199	1194	1052,7	106,9	7,2	21,8	1,8	0,87
	Rb	20,7	7,67	1,31	600,0	0,0	165,8	68,8	1071	1071	199,6	466,1	34,5	0,0	183,2	1,99
	μ		7,34	0,34	198	31,9	457	79,6	1304	1304	988,8	154,6	13,4	19,0	63,2	0,90
Σ Rios	Rs	31,4	7,04	0,58	17,9	30,3	249,5	39,0	626	626	522,3	12,9	9,5	25,6	27,7	0,26
	Ri	46,0	6,68	0,75	56,0	22,7	171,9	35,4	498	498	420,8	35,3	3,4	28,6	4,3	0,50
	Rb	22,6	7,02	0,81	332,9	21,0	168,2	77,8	851	851	414,7	200,6	20,0	15,8	99,1	1,07
	μ		6,83	0,71	107	24,7	195	46,1	616	616	451,7	65,6	9,1	24,7	32,7	0,55
Amazonie	Rs	29,5	6,75	0,15	18,0	41,0	213,2	66,3	618	618	538,4	13,7	13,0	22,7	14,7	0,56
	Ri	47,8	6,20	0,71	55,0	14,4	92,8	21,0	298	298	268,4	5,1	0,0	23,8	0,0	0,60
	Rb	22,7	7,98	1,35	318,0	31,4	270,2	73,3	1038	1037	614,5	164,2	32,9	11,8	105,9	1,22
	μ		6,75	0,69	104	26,1	169	46,3	561	563	408,2	64,1	11,3	20,7	28,5	0,73
Niger	Rs	9,2	6,0		20	87	0	0	107	132	30	30		40	16	
	Ri	51,4	7,3		60	6	30	29	184	186	180	2		4	0	
	Rb	39,4	7,6		170	52	98	67	552	549	518	13		16	1	
	μ		7,30		100	31,6	54,0	41,3	322	324	299,4	8,9	-	12,0	1,9	-
Garonne aval	Rs	8,2			152	100	1329	254	3418	4672	3490	212	519	47	202	
	Ri	55,2			106	26	817	222	2210	2010	1570	92	110	12	113	
	Rb	36,6			661	69	1020	202	3174	3272	2071	609	84	14	247	
	μ				314	47,8	933	217,3	2662	2690	1910,8	291,1	134,0	15,6	169,3	-
Girou	Rs	9,9	6,8	120	87	185	1522	33	3502	3499	1290	384	1175	-	325	-
	Ri	62,1	8,2	172	130	20	3361	956	8956	8901	6760	547	784	-	405	-
	Rb	28,0	8,4	0	1830	110	1995	507	6944	6876	4905	1291	0,0	-	340	-
	μ		8,12	118,7	602	61,5	2796	738,9	7852	7799	5699	739,2	603,2	-	378,9	-
Garonne amont	Rs	17,7	8,13													
	Ri	52,5	8,17													
	Rb	29,8	8,03													
	μ		8,12													

Tableau 1.4b- Caractéristiques des 3 composantes du débit, calculées pour l'Amazonie, ses 8 principaux affluents, le Niger amont, la Garonne (bassin supérieur et bassin total) et le Girou. Concentrations en suspensions : carbone organique particulaire (fraction grossière: POCC et fraction fine POCF, mg.l⁻¹), matières en suspensions (fraction grossière : CSS et fraction fine : FSS; fraction totale TSS, mg.l⁻¹). Teneur en SiO₂ (μmol/L), composition gazeuse (O₂ et CO₂, μmol.l⁻¹), log fCO₂ et log fO₂** définis précédemment.

Bassin	Qk	%	Cycle du carbone					Charge solide			SiO ₂	Gaz		log f(X)	
			DIC	DOC	POCF	POCC	TOC	FSS	CSS	TSS		CO ₂	O ₂	CO ₂	O ₂ **
Negro	Rs	33,1	77	7,4	0,14	0,03	7,12	14	0	15	58	70	127	-2,69	-28,59
	Ri	45,2	148	8,6	0,38	0,00	8,47	5	0	5	62	145	147	-2,33	-28,34
	Rb	21,7	183	9,6	1,07	0,02	9,97	0	0	0	83	180	179	-2,17	-28,12
	μ		132	8,44	0,45	0,02	8,91	6,7	0,2	6,9	65	128	147	-2,41	-28,20
Iça	Rs	40,6	130	2,0	2,16	0,30	4,48	145	18	163	112	40	208	-2,72	-29,55
	Ri	40,0	170	5,4	0,74	0,12	6,28	35	11	46	106	60	179	-2,83	-29,99
	Rb	19,4	505	3,4	0,87	0,25	4,50	0	3	3	100	422	147	-1,08	-28,81
	μ		219	3,64	1,34	0,22	5,20	73	12	85	107	122	185	-2,45	-29,40
Jutai	Rs	38,4	215	6,6	1,21	0,03	7,87	40	2	42	120	200	196	-2,22	-29,29
	Ri	42,4	332	5,0	0,93	0,03	5,98	0	0	0	97	282	0	-1,96	-28,79
	Rb	19,3	830	2,9	0,00	0,03	2,96	0	0	0	202	568	6	-1,85	-30,89
	μ		383	5,23	0,86	0,03	6,12	15,4	0,8	16,1	126	305	77	-2,05	-29,05
Japurá	Rs	43,5	7	0,0	2,02	0,00	2,02	110	10	120	138	2	352	-3,34	-29,15
	Ri	37,9	479	4,8	1,16	0,00	5,95	10	0	10	75	435	94	-1,51	-28,84
	Rb	18,5	720	8,3	0,37	2,54	11,23	0	0	0	50	132	13	-1,48	-31,38
	μ		307	3,37	1,38	0,47	5,22	52	5	56	98	175	191	-2,29	-29,31
Purus	Rs	26,0	410	7,1	2,44	0,12	9,68	269	1	270	112	350	72	-1,61	-28,77
	Ri	48,9	596	5,6	0,37	0,09	6,09	0	7	7	135	463	2	-1,53	-29,06
	Rb	25,1	772	0,2	0,82	0,00	0,97	0	0	0	222	65	276	-3,03	-30,91
	μ		592	4,65	1,02	0,08	5,75	70	4	74	151	334	89	-2,01	-29,37
Madeira	Rs	19,1	304	5,2	11,43	8,07	24,66	1976	341	2317	149	112	54	-2,39	-30,44
	Ri	52,4	436	4,2	1,42	0,00	5,63	100	5	105	147	201	90	-1,90	-30,00
	Rb	28,5	796	0,3	0,00	0,00	0,27	0	0	0	129	11	386	-3,31	-30,14
	μ		513	3,27	2,92	1,54	7,73	420	67	487	142	130	244	-2,42	-29,92
Juruá	Rs	19,5	600	5,5	4,62	0,22	10,36	750	0	750	180	235	172	-2,20	-29,18
	Ri	51,4	710	6,2	0,84	0,24	7,27	60	33	93	165	275	77	-2,02	-29,97
	Rb	29,2	1442	2,5	0,88	0,04	3,45	0	0	0	208	120	184	-2,39	-30,43
	μ		902	4,99	1,59	0,18	6,76	177	17	194	181	222	127	-2,19	-29,78
Solimões	Rs	33,8	1526	5,0	7,16	1,18	13,37	725	164	889	31	139	170	-2,25	-29,77
	Ri	45,5	1177	4,1	2,79	0,93	7,79	228	114	342	121	124	198	-2,38	-30,05
	Rb	20,7	210	0,0	0,35	0,00	0,35	0	0	0	399	10	160	-3,17	-31,56
	μ		1094	3,56	3,76	0,82	8,14	349	107	456	148	105	181	-2,51	-30,12
Σ Rios	Rs	31,4	634	4,8	4,54	1,37	10,71	537	99	636	82	112	172	-2,51	-29,40
	Ri	46,0	628	5,3	1,48	0,32	7,10	99	40	139	112	207	130	-2,11	-29,48
	Rb	22,6	506	2,9	0,48	0,25	3,63	0	0	0	204	91	211	-2,70	-30,33
	μ		608	4,62	2,21	0,63	7,46	213	49	262	124	156	176	-2,34	-29,47
Amazonie	Rs	29,5	693	4,2	4,59	0,57	9,41	540	36	576	119	155	135	-2,13	-29,62
	Ri	47,8	544	4,4	2,02	0,31	6,78	98	46	144	125	276	93	-1,87	-29,52
	Rb	22,7	630	2,2	0,00	0,00	2,21	0	0	0	151	15	284	-3,24	-30,90
	μ		604	3,87	2,32	0,32	6,51	206	33	239	129	177	149	-2,28	-29,72
Niger	Rs	9,2	79	7,2						250	24	54		-2,80	
	Ri	51,4	214	0,8						4	275	34		-3,25	
	Rb	39,4	550	2,9						0	265	34		-3,00	
	μ		334	2,25						25	248	35		-2,99	
Garonne aval	Rs	8,2		8,9		30,9	39,7			1125	94				
	Ri	55,2		2,1		0,9	3,0			10	83				
	Rb	36,6		2,8		0,6	3,4			0	37				
	μ		-	2,91		3,25	6,16	-	-	98	67				
Girou	Rs	9,9	1705							1850	276	394		-2,19	
	Ri	62,1	6818							30	82	79		-2,41	
	Rb	28,0	4990							0	121	47		-2,78	
	μ		5800							202	112	101		-2,53	-31,16
Garonne amont	Rs	17,7					30,1			1550			299		
	Ri	52,5					1,0			156			277		
	Rb	29,8					2,1			0			359		
	μ						6,48			356			305		

3.3- Les caractéristiques de Ri

3.3.1- Contrôle morpho-climatique

La morphologie des bassins versants influence les teneurs en sédiments (MES) de l'écoulement Ri. Plus l'altitude moyenne est élevée, plus l'écoulement Ri est chargé en sédiments. Lorsque le relief s'aplatit, le temps de séjour des eaux dans les zones de stockage s'allonge ce qui encourage la sédimentation des particules. Par ailleurs, on constate que la teneur en oxygène dissous dans Ri est plus forte sur les bassins montagneux. Là encore, l'allongement du temps de résidence des eaux au niveau des zones de stockage contribue à leur appauvrissement en oxygène.

3.3.2- Contrôle géochimique

L'examen de la composition de l'écoulement Ri fait apparaître une relation très étroite entre les paramètres suivants : Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} . Les teneurs sont contrôlées par la nature de la roche-mère : les concentrations les plus fortes s'observent sur roches carbonatées (FR élevé) tandis que l'écoulement Ri est plus dilué lorsque les roches granitiques dominent.

3.3.3- Contrôle biologique

L'influence de mécanismes biologiques sur la composition de Ri apparaît clairement en phase gazeuse. On observe une relation inverse entre la teneur en O_2 et la teneur en CO_2 qui évoque l'existence de mécanismes photosynthétiques sur les fleuves drainant des zones montagneuses (Garonne, Solimões, Iça, Japurá, Madeira) et au contraire la prépondérance de mécanismes de minéralisation sur les fleuves drainant les bassins les plus plats (Jutai, Purus, Juruá) naturellement dépourvus en oxygène, faute de turbulences. L'influence du vivant se manifeste également sur la distribution des teneurs en potassium et en nitrates, mettant en évidence une dilution de l'écoulement intermédiaire Ri probablement liée à un prélèvement de ces deux éléments par les plantes. Le fléchissement des teneurs en sulfates dans Ri incrimine plus vraisemblablement une fuite de soufre par dégazage sous forme d' H_2S ou de Di Méthyl Sulfure (DMS), comme suggéré par le défaut de bilan relevé par Stallard et Edmond (1981), reportant des entrées de S supérieures aux sorties sur certains bassins de plaine de la forêt Amazonienne.

3.4- Bilan d'altération

L'érosion désigne l'ensemble des processus par lesquels les produits d'altération des roches sont formés et exportés. Dans une série d'articles traitant plus particulièrement du bassin de l'Amazone, Stallard et Edmond (1981, 1983, 1987) ont clairement mis en évidence le fait que les profils de sols profonds, jusqu'alors considérés comme témoins d'une érosion chimique rapide, sont la conséquence d'une altération soutenue et les marqueurs d'une érosion chimique actuelle très lente en raison d'une garniture cationique déficiente. L'érosion chimique potentielle sous climat tropical, chaud et humide, est bien entendu très forte, mais l'établissement d'un profil pédologique mince et désaturé en cations réduit les interactions entre l'eau du sol et les minéraux primaires. En conséquence, l'essentiel de l'érosion chimique opérant sur le bassin de l'Amazone ne provient pas des plaines, lessivées depuis longtemps, mais plutôt des Andes où les sols sont immatures bien que peu profonds. Les facteurs de contrôle de l'érosion chimique sur des sols lessivés et profonds ne sont pas les mêmes que ceux opérant sur des sols immatures et minces. D'après Kump *et al.* (2000), le régime d'érosion est limité dans le premier cas par défaut d'interaction entre le substrat minéral et l'eau du sol (*weathering-limited erosion*), tandis que dans le second cas, le contrôle est plutôt d'ordre cinétique (*transport-limited erosion*) en raison d'un temps de contact court entre solution du sol et minéraux primaires.

Le bilan de l'érosion chimique, établi réservoir par réservoir (tableau 1.5b), met en évidence le rôle principal du réservoir Rb sur les bilans d'altération chimique. Sa contribution au flux d'altération dépasse généralement 50% du total, à l'exception du Rio Negro. La vitesse d'érosion chimique dans Rb culmine à 13,12 m/Ma sur le bassin du Purus, où le substrat d'altération bien conservé bénéficie d'un temps de contact prolongé avec la solution du sol.

3.4.1- Contrôle de l'érosion chimique par défaut de substrat (*weathering-limited erosion*)

Les bassins versants pour lesquels l'érosion chimique est limitée par défaut d'interaction entre eau et substrat minéral se caractérisent par des profils pédologiques très profonds où la plupart des minéraux

primaires (e.g. feldspaths, micas, plagioclases, etc) ont été altérés en minéraux secondaires, faiblement pourvus en bases échangeables (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+). La mise en solution des espèces chimiques dissoutes est alors limitée par l'incapacité du système à mettre en contact les minéraux primaires avec les eaux de percolation. Bien entendu, lorsque les processus hydrologiques souterrains sont prédominants, ce qui est le cas en climat plus sec (p.ex. sur le Niger amont), les eaux de drainage rejoignent les nappes qui sont en contact direct et durable avec le front d'altération géochimique : la composition chimique des eaux drainée est alors plus concentrée et le flux d'érosion chimique intensifié. On note par ailleurs un accroissement de la composante carbonatée dans Rs (FR maximum) qui traduit un rajeunissement des profils par le haut permis par dépôt de matériaux sédimentaires tendres, immatures en terme d'altération (voir tableaux 1.5a et 1.5b). Seuls le Negro, le Jutai, le Purus et le Niger amont manifestent une typologie différente, faute d'affleurements calcaires propices au décapage de surface.

3.4.2- Contrôle cinétique de l'érosion chimique (transport-limited erosion)

De l'humide vers l'aride, le temps de résidence des eaux souterraines dans les sols augmente ce qui a pour conséquence d'accroître le rendement d'altération géochimique.

Le contrôle cinétique de l'érosion chimique peut être de nature climatique, comme cela vient d'être expliqué, ou de nature géomorphologique. En effet, en secteurs montagneux, le contrôle cinétique se manifeste également. L'eau d'infiltration s'écoule rapidement le long du front d'altération géochimique tandis que l'eau de pluie peut être amenée à ruisseler sur la roche-mère affleurante. Le temps de contact entre l'eau de drainage et la roche-mère est donc relativement court ce qui conduit à une dissolution préférentielle des carbonates et des évaporites par rapport aux minéraux silicatés. Les ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- et éventuellement SO_4^{2-} occupent une part essentielle de la composition chimique des eaux drainant les secteurs de montagne ou plus généralement les secteurs tachydrainés. De manière générale, les bassins versants dont le drainage est rapide, pour des raisons topographiques (pente), pédologiques (sols peu épais) ou morphologiques (bassins compacts), produisent une érosion chimique relativement plus faible qu'en situation plate, toutes choses étant égales par ailleurs.

Notons que le relief, en stimulant l'érosion mécanique, encourage l'exposition de roches fraîches soumises à une altération géochimique incomplète. Ce remaniement latéral des matériaux solides, substrats de l'érosion chimique, a pour conséquence un affinement très significatif des profils de sols faiblement pourvus en minéraux primaires et ainsi une amélioration des interactions entre l'eau et la roche-mère.

3.4.3- La chromatographie de la silice dans les paysages

De manière générale, l'indice d'altération Re est maximum dans Rb et minimum dans Rs. A mesure que les solutions se concentrent, par évaporation-dissolution, la solubilité des minéraux primaires diminue et la silice devient peu mobile. Les nappes souterraines encouragent la formation de smectites (bisiallisation : $\text{Re} > 2$) tandis que les horizons de surface favorisent la mobilité de la silice, ce qui induit la formation de kaolinite (monosiallisation : $\text{Re} = 2$) ou de gibbsite (allitisation : $\text{Re} < 2$). Sur les bassins à saisons contrastées : Niger, Juruá, Purus, Madeira, Negro, le réservoir Rs affiche un Re fort qui reflète un blocage de la silice en période sèche. Dans le cas du Niger, l'inversion observée entre Rs et Ri (Re dans Rs est supérieur à Re dans Ri) témoigne d'un assèchement des horizons de surface, qui a un effet confinant, et du maintien de conditions drainantes dans Ri. Sous climat tempéré, la logique d'évolution de l'indice Re dans les profils de sol suit un gradient croissant du haut (Re minimum) vers le bas (Re maximum).

Les résultats a priori illogiques obtenus pour le rio Solimões incriminent la norme d'altération, qui apparaît approximative (absence de carbonates dans Rb), et implicitement la qualité des analyses qui ont permis de la calculer. Sur les bassins les plus humides : Jutai, Japurá, Iça, on observe une fracture nette entre d'une part Rs+Ri, pour lesquels Re reste faible, et d'autre part Rb, pour lequel Re est relativement élevé. L'évaporation à laquelle sont soumises les nappes ($\text{P/QRb} = 10$) justifie pleinement une immobilisation de la silice dans Rb qui se traduit par un renforcement du rapport Re. En revanche, les horizons de surface, constamment dilués par les forts cumuls de pluies, favorisent l'évacuation de la silice qui se répercute par un fléchissement de l'indice Re. L'hydrotomie, facteur d'hydratation, et l'intensité du drainage, facteur de dilution de la silice, orientent le métabolisme chimique des sols et la nature des produits d'altération formés. La combinaison de ces facteurs le long d'une toposéquence peut conduire, en milieu hydrotome bachydrainé, à des séquences inverses marquées par une cryptobauxitisation (Tardy : 1993, 1997) lorsque l'hydratation (conditions hydrostatiques) prévaut sur la désilication (conditions hydrodynamiques).

Tableau 1.5a- Norme d'altération dans Rs, Ri et Rb.

Bassin	Qk	%	Hal.	Syl.	Gyp.	Alb.	Microc.	Anort.	Gedr.	Calc.	Dolom.	Re
Negro	Rs	33,1	0,0	0,0	11,4	18,4	17,8	0,0	9,2	0,0	0,0	3,05
	Ri	45,2	0,0	0,0	6,2	12,6	6,8	4,5	2,4	0,0	0,0	0,33
	Rb	21,7	101,0	11,2	0,0	24,3	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,40
	μ		21,9	2,4	6,6	17,2	9,0	2,0	4,5	0,0	0,0	1,25
Iça	Rs	40,6	0,0	0,0	1,0	17,0	9,3	11,1	8,1	10,1	4,5	0,70
	Ri	40,0	7,0	0,0	2,8	16,5	15,8	7,7	6,0	16,4	6,8	0,53
	Rb	19,4	61,0	0,0	32,6	81,0	13,7	21,1	19,0	0,0	0,0	4,40
	μ		14,7	0,0	7,9	29,2	12,7	11,7	9,3	10,6	4,5	1,35
Jutai	Rs	38,4	0,0	0,0	20,0	19,0	13,1	7,5	1,9	0,0	0,0	0,50
	Ri	42,4	0,0	0,0	74,4	16,9	14,6	9,4	0,0	3,6	0,5	0,83
	Rb	19,3	64,5	0,0	13,8	96,6	22,5	32,9	51,2	7,7	1,8	3,94
	μ		12,4	0,0	41,7	33,1	15,5	13,2	10,6	3,1	0,5	1,30
Japura	Rs	43,5	2,5	0,0	2,5	5,4	18,4	2,2	1,5	0,0	0,0	0,28
	Ri	37,9	8,1	0,0	0,1	12,0	4,7	4,8	4,0	8,4	4,8	0,95
	Rb	18,5	85,7	0,0	23,0	139,3	11,7	55,7	45,0	113,1	7,6	6,74
	μ		20,0	0,0	5,4	32,8	11,9	13,1	10,5	24,1	3,2	1,73
Purus	Rs	26,0	16,6	0,0	16,6	0,0	20,3	0,0	0,0	0,0	5,9	1,67
	Ri	48,9	0,0	0,0	0,0	11,6	25,1	4,6	3,7	41,6	13,7	1,74
	Rb	25,1	21,4	0,0	21,4	214,5	32,7	85,8	68,6	86,2	1,9	3,57
	μ		9,7	0,0	9,7	59,5	25,8	23,8	19,0	42,0	8,7	2,18
Madeira	Rs	19,1	0,0	0,0	0,0	0,0	49,9	8,8	0,0	40,0	23,8	1,64
	Ri	52,4	0,0	0,0	0,0	52,3	32,2	15,2	16,7	9,1	13,7	2,19
	Rb	28,5	116,1	0,0	150,6	104,3	36,3	46,4	33,4	0,0	143,6	3,61
	μ		33,1	0,0	42,9	57,1	36,7	22,8	18,3	12,4	52,6	2,49
Jurua	Rs	19,5	2,8	0,0	19,4	11,2	48,3	4,5	3,6	90,2	44,7	2,21
	Ri	51,4	14,5	0,0	9,2	55,5	27,4	22,2	17,8	85,1	35,1	2,32
	Rb	29,2	58,9	0,0	48,0	231,2	34,3	92,5	74,0	360,5	6,2	3,30
	μ		25,2	0,0	22,5	98,1	33,5	39,2	31,4	166,4	28,6	2,58
Solimões	Rs	33,8	28,2	0,0	72,3	7,1	52,7	2,8	2,3	467,8	98,2	3,00
	Ri	45,5	106,8	0,0	1,8	30,2	30,9	12,1	9,7	335,8	65,8	2,16
	Rb	20,7	466,1	0,0	183,3	133,4	0,0	53,4	42,7	0,0	11,8	0,00
	μ		154,6	0,0	63,2	43,7	31,9	17,5	14,0	310,9	65,6	1,99
Σ Rios	Rs	31,4	11,3	0,0	30,0	9,0	33,6	3,3	3,6	169,3	38,3	2,33
	Ri	46,0	35,6	0,0	3,8	28,0	22,5	10,0	8,6	116,8	26,9	1,72
	Rb	22,6	200,2	2,1	97,1	113,8	14,8	44,2	35,4	30,1	38,5	2,46
	μ		65,1	0,5	33,1	41,5	24,2	15,6	13,1	113,7	33,1	2,08
Amazona	Rs	29,5	13,8	0,0	14,8	0,0	47,7	2,0	1,6	132,8	67,2	2,17
	Ri	47,8	5,1	0,0	0,0	48,7	16,7	19,0	15,2	68,7	5,3	2,18
	Rb	22,7	164,7	0,0	106,4	161,4	17,9	63,0	50,4	75,5	21,2	3,45
	μ		64,1	0,0	28,5	39,7	26,1	15,9	12,7	90,7	33,6	1,99
Niger	Rs	9,2	30	0	15	18,0	88	7,2	5,8	0	0	2,81
	Ri	51,4	2	0	0	53,0	5	21,2	17,0	0	11	0,96
	Rb	39,4	13	0	1	157,0	52	62,8	50,2	9,3	17	2,86
	μ		8,9	0,0	1,9	90,8	31,6	36,3	29,1	3,7	12,2	1,91
Garonne aval	Rs	8,2	182	90,7	202	31	9,3	12,4	9,9	870,5	244,1	1,96
	Ri	55,2	84	16,1	113	33	9,9	13,2	10,6	479,4	211,4	2,64
	Rb	36,6	542	41,1	247	93	27,9	37,2	29,8	563,6	172,2	3,47
	μ		259,7	31,4	169,3	54,7	16,4	21,9	17,5	542,4	199,8	2,89
Girou	Rs	9,9	13,5	162,9	325	73,5	22,1	29,4	23,5	1158,1	9,5	1,56
	Ri	62,1	79,8	5,0	405	56,8	17,0	22,7	18,2	1993,1	940,2	2,93
	Rb	28,0	1694,5	69,3	340	135,5	40,7	54,2	43,4	1137,2	463,6	3,42
	μ		525,4	38,6	378,9	76,1	22,8	30,4	24,4	1671,8	714,6	2,92
Garonne amont	Rs	17,7										
	Ri	52,5										
	Rb	29,8										
	μ		151,0	0,0	158,5	52,0	34,4	20,8	16,7	603,8	126,0	

Tableau 1.5b- Budget de consommation du CO₂ et termes du bilan de l'érosion dans Rs, Ri et Rb.

Bassin	Qk	%	CO ₂ carb	CO ₂ sil	CO ₂ cons.	CO ₂ tot	FR	FCO ₂	VCh	Vm
			μmol/L					T.km ⁻² .a ⁻¹	m / 10 ⁶ ans	
Negro	Rs	33,1	0	55	55	55	0.01	1.0	1.78	3.8
	Ri	45,2	1	34	35	35	0.01	0.8	0.82	1.7
	Rb	21,7	0	24	24	24	0.00	0.3	0.16	0.0
	μ		0	39	39	39	0.01	2.1	2.76	5.5
Iça	Rs	40,6	18	80	98	115	0.15	2.7	1.35	64.9
	Ri	40,0	33	71	104	137	0.24	2.8	1.63	18.1
	Rb	19,4	0	113	113	113	0.00	1.5	5.03	0.6
	μ		20	83	103	123	0.16	7.1	8.01	83.6
Jutai	Rs	38,4	0	32	32	32	0.00	0.8	0.85	14.8
	Ri	42,4	11	50	61	72	0.15	1.7	1.55	0.0
	Rb	19,3	30	260	290	321	0.09	3.6	6.08	0.0
	μ		10	84	94	105	0.07	6.0	8.47	14.8
Japura	Rs	43,5	0	29	29	29	0.00	1.0	-1.14	57.4
	Ri	37,9	0	11	11	11	0.00	0.3	0.47	4.2
	Rb	18,5	165	405	570	736	0.22	8.1	11.71	0.0
	μ		31	92	123	153	0.19	9.4	11.05	61.6
Purus	Rs	26,0	0	20	20	20	0.00	0.2	-0.38	44.5
	Ri	48,9	61	85	146	207	0.30	3.2	0.67	2.2
	Rb	25,1	118	495	613	731	0.16	6.8	13.12	0.0
	μ		60	171	230	290	0.2	10.2	13.40	46.6
Madeira	Rs	19,1	64	102	166	230	0.28	0.9	0.38	173.6
	Ri	52,4	38	162	201	239	0.16	2.9	3.84	21.6
	Rb	28,5	304	242	546	851	0.36	4.3	5.05	0.0
	μ		119	173	292	411	0.29	8.0	9.28	195.2
Jurua	Rs	19,5	158	128	286	443	0.36	1.3	0.33	50.0
	Ri	51,4	151	176	327	478	0.32	4.0	3.34	16.4
	Rb	29,2	395	541	936	1331	0.30	6.5	9.07	0.0
	μ		224	273	496	720	0.31	11.9	12.74	66.4
Solimões	Rs	33,8	665	107	772	1437	0.46	15.0	4.05	247.0
	Ri	45,5	477	130	608	1085	0.44	15.9	4.63	127.9
	Rb	20,7	0	209	209	209	0.00	2.5	4.81	0.0
	μ		442	139	581	1023	0.43	33.4	13.49	374.9
Σ Rios	Rs	31,4	242	74	316	559	0.43	4.6	1.45	132.1
	Ri	46,0	172	101	273	445	0.39	5.8	2.90	42.3
	Rb	22,6	111	233	344	455	0.24	3.6	5.49	0.0
	μ		180	122	302	483	0.37	14.0	9.83	174.3
Amazonie	Rs	29,5	272	70	343	615	0.44	5.0	1.07	120.5
	Ri	47,8	91	94	185	275	0.33	4.4	5.39	48.8
	Rb	22,7	151	252	403	555	0.27	4.5	9.80	0.0
	μ		158	123	281	439	0.357	13.9	16.26	169.4
Niger	Rs	9,2	0	132	132	132	0.00	0.1	0.33	2.8
	Ri	51,4	22	134	156	178	0.12	0.7	0.29	0.3
	Rb	39,4	43	435	478	522	0.08	1.6	2.95	0.0
	μ		28	253	281	309	0.09	2.4	3.57	3.1
Garonne aval	Rs	8,2	1359	85	1444	2802	0.48	1.3	0.11	14.0
	Ri	55,2	902	91	993	1895	0.48	5.8	0.90	0.8
	Rb	36,6	908	255	1163	2071	0.44	4.5	2.42	0.0
	μ		942	150	1092	2034	0.46	11.6	3.43	14.9
Girou	Rs	9,9	1177	201	1379	2556	0.46	0.7	0.13	13.5
	Ri	62,1	3874	156	4029	7903	0.49	12.9	1.03	1.4
	Rb	28,0	2064	371	2436	4500	0.46	3.5	1.21	0.0
	μ		3101	209	3309	6410	0.48	17.0	2.36	14.9
Garonne amont	Rs	17,7								94.8
	Ri	52,5								28.3
	Rb	29,8								0.0
	μ									123.1

3.5- Les isotopes de l'oxygène

L'ensemble des données, recueillies sur le bassin de l'Amazonie, figure en annexe (tableau A9). Fondée sur un critère d'origine temporelle (ancienneté relative de l'eau dans le bassin), la décomposition isotopique portant sur le $\delta^{18}\text{O}$ présente un gradient de Rs vers Rb (tableau 1.6), les valeurs les plus négatives correspondant au ruissellement superficiel Rs. Les écarts entre réservoirs sont marqués pour les Rios Jutai, Japurá, Madeira, Solimões et Amazone. Ces différences témoignent d'un fractionnement de l'oxygène par évaporation qui affecte plus spécifiquement le réservoir Rb. Toutefois, sur les Rios Negro, Purus et Juruá, les écarts entre réservoirs demeurent modérés.

Tableau 1.6- Composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) dans les eaux de l'Amazonie et de ses principaux affluents. Répartition entre Rs, Ri et Rb et écarts caractéristiques.

Bassins	^{18}O Rs	^{18}O Ri	^{18}O Rb	^{18}O (Rs+Ri)	$\delta^{18}\text{O}$ Rb-(Rs+Ri)	^{18}O (Rs-Ri)	^{18}O moy
Japurá	-4.55	-9.75	3.48	-7.33	10.81	5.20	-5.63
Iça	-3.19	-9.97	-1.47	-6.55	5.08	6.78	-5.64
Jutai	-3.38	-9.43	2.00	-6.55	8.56	6.05	-5.31
Solimões	-11.60	-10.68	8.94	-11.07	20.01	-0.92	-6.85
Negro	-5.40	-4.60	-1.53	-4.94	3.41	-0.80	-4.85
Purus	-5.43	-6.86	-1.70	-6.36	4.66	1.43	-5.47
Madeira	-10.56	-4.43	-5.26	-6.07	0.80	-6.13	-5.72
Juruá	-4.38	-5.54	-4.21	-5.22	1.01	1.16	-5.18
Σ Rios	-8.77	-6.63	0.26	-7.26	7.52	-1.46	-5.80
Amazone	-7.34	-7.04	0.83	-7.16	7.98	-0.31	-5.37

L'examen détaillé des résultats met en évidence deux modes de répartition différentes : tantôt on obtient : $\delta^{18}\text{O}$ (Rs) < $\delta^{18}\text{O}$ (Ri), tantôt : $\delta^{18}\text{O}$ (Ri) < $\delta^{18}\text{O}$ (Rs). Sur les Rios Iça, Jutai, Purus et Juruá, on observe un décalage entre l'onde turbide, traceur de Rs et le signal isotopique "allégé" du $\delta^{18}\text{O}$. Une eau dite légère n'indique donc pas nécessairement que l'eau provient du ruissellement superficiel. En réalité, le signal isotopique de l'eau de pluie est variable et pour peu que le ruissellement soit alimenté par une eau plus lourde, ce qui peut être le cas en début de saison humide, le signal isotopique du ruissellement de surface est alourdi. Si, en plus, l'écoulement Ri est alimenté par de l'eau dite légère, en fin de saison des pluies et que cette eau subit faiblement les effets de l'évaporation, on peut s'attendre à ce que $\delta^{18}\text{O}$ (Ri) < $\delta^{18}\text{O}$ (Rs). Ceci se vérifie plus particulièrement sur les bassins à morphologie compacte qui favorisent l'expression rapide de Ri, ce qui le soustrait aux effets de l'évaporation (Japurá, Iça, Jutai, Purus et Juruá).

Par ailleurs, on observe une composition isotopique d'autant plus légère que le débit est fort. Cette observation suggère que le ruissellement total (Rs + Rh) augmente en même temps que le débit, ce qui est conforme au concept d'aire contributive à extension variable (voir introduction). Aussi, le signal isotopique de l'oxygène est un indicateur de l'état de remplissage des réservoirs de surface qui détermine en retour les flux liquides par ruissellement (Rs + Rh). Il est donc logique que la dissymétrie du turbidigramme par rapport à l'hydrogramme de crue se répercute sur la composition isotopique de l'oxygène. Le déphasage entre Rs et Rh est contrôlé par la morphologie qui exerce une influence décisive sur la répartition de l'oxygène léger entre Rs et Rh (Tardy *et al.*, à paraître). Sur les bassins de grande taille et pour lesquels zone de production amont et zone de stockage aval sont bien identifiés, l'écoulement Ri est fortement influencé par les plaines d'inondation où l'évaporation agit – ce qui alourdit $\delta^{18}\text{O}$ (Ri), comme l'atteste l'écart entre Σ Rios et Amazone – tandis que l'écoulement Rs est alimenté par les pluies d'altitude, significativement allégées. Dans cette configuration, on obtient $\delta^{18}\text{O}$ (Rs) < $\delta^{18}\text{O}$ (Ri). Le signal de la pluie, structuré au cours du cycle hydrologique annuel, imprime un bruit de fond qui contrarie la lisibilité des données isotopiques lorsque le relief est peu marqué. L'identification du signal isotopique de l'eau de pluie, proposée au chapitre 3, fournit un éclairage sur la logique d'évolution de $\delta^{18}\text{O}$ entre Rs et Ri.

4- Cohérence statistique

La cohérence des résultats obtenus peut être appréciée en évaluant la qualité descriptive du modèle proposé. La confrontation des concentrations prévues par le modèle avec les concentrations observées permet de calculer le coefficient de corrélation R. C'est un premier niveau de validation statistique du modèle. Le deuxième niveau de validation repose sur l'analyse point par point des erreurs du modèle. La structuration des erreurs pointe les insuffisances d'un modèle. Le troisième niveau de validation correspond à la précision des estimations de composition proposées pour chaque réservoir. Un quatrième niveau de validation peut être atteint en testant la qualité prédictive du modèle par la mesure du biais et de l'erreur sur un jeu de données distinct de celui ayant servi à la calibration préalable du modèle. La validation statistique du modèle s'appuie sur les trois premiers points.

4.1- La qualité descriptive

La qualité descriptive du modèle peut être approchée par la détermination du coefficient de corrélation R entre les valeurs mesurées et les valeurs livrées par le modèle. L'ensemble des coefficients de corrélation, déterminés paramètre par paramètre sur chaque bassin étudié, est consigné au tableau 1.7.

Tableau 1.7- Coefficients de corrélation R, pour l'ensemble des bassins étudiés.. Valeur des coefficients R critiques (notés Rc) en regard de la loi de Fischer au risque $\alpha_1 = 0,05$ (caractères gras) et $\alpha_2 = 0,1$ (caractères gras italique).

Bassin	pH	H ⁺	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	S ⁺	S ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	DOC ⁻	SO ₄ ²⁻	HPO ₄ ²⁻
Negro	0.71	0.86	0.26	-	0.51	0.70	0.61	0.95	0.79	0.61	0.84	0.65	0.24	0.53	0.22
Iça	0.87	0.60	0.40	-	0.40	0.63	0.08	0.77	0.70	0.31	0.80	0.91	0.71	0.86	0.25
Jutai	0.28	0.23	0.43	-	0.35	0.58	0.46	0.60	0.59	0.27	0.38	0.23	0.37	0.77	0.42
Japurá	0.83	0.77	0.42	-	0.88	0.60	0.71	0.74	0.75	0.71	1.00	0.61	0.52	0.82	0.19
Purus	0.82	0.78	0.44	-	0.35	0.91	0.94	0.96	0.91	0.87	0.60	0.65	0.79	0.60	0.39
Madeira	0.63	0.64	0.34	-	0.58	0.95	0.94	0.98	0.82	0.88	0.41	0.90	0.69	0.81	0.54
Juruá	0.76	0.75	0.50	-	0.79	0.93	0.63	0.95	0.95	0.95	1.00	0.83	0.62	0.70	0.42
Solimões	0.39	0.36	0.33	-	0.72	0.75	0.74	0.71	0.71	0.69	1.00	0.77	0.45	0.76	0.69
Amazone	0.82	0.84	0.83	-	0.45	0.53	0.66	0.63	0.63	0.55	0.78	0.85	0.42	0.72	0.34
Niger	0.77	-	-	-	0.84	0.88	0.94	-	-	0.96	0.71	-	0.75	0.61	-
Garonne	-	-	-	-	0.69	0.17	0.12	-	-	0.26	0.88	0.38	0.59	0.81	-
Girou	-	-	0.44	-	0.72	0.66	0.42	-	-	0.55	0.90	0.82	-	0.30	-
Garonne*	0.05	-	0.13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Bassin	DOC	DIC	CO ₂	O ₂	SiO ₂	FSS	CSS	TSS	POCF	POCC	POC	TOC	Cond.	Rc ($\alpha=0,05$)	Rc ($\alpha=0,1$)
Negro	0.24	0.37	0.39	0.22	0.57	-	0.29	0.99	0.34	0.21	0.34	-	-	0.836	0.776
Iça	0.71	0.73	0.80	0.46	0.22	-	0.10	0.85	0.71	0.31	0.78	-	-	0.836	0.776
Jutai	0.37	0.24	0.16	0.78	0.27	-	0.56	1.00	0.22	-	0.22	-	-	0.836	0.776
Japurá	0.52	0.48	0.78	0.95	0.53	-	0.25	0.84	0.20	0.50	0.39	-	-	0.940	0.885
Purus	0.79	0.75	0.59	0.72	0.77	-	0.32	0.99	0.85	0.18	0.82	-	-	0.836	0.776
Madeira	0.69	0.77	0.34	0.92	0.34	-	0.84	0.99	0.91	0.59	0.87	-	-	0.857	0.796
Juruá	0.62	0.96	0.49	0.82	0.76	-	0.58	0.98	0.96	0.77	0.95	-	-	0.836	0.776
Solimões	0.45	0.61	0.27	0.31	0.96	-	0.18	0.85	0.99	0.32	0.94	-	-	0.836	0.776
Amazone	0.42	0.44	0.50	0.79	0.49	-	0.30	0.95	0.89	0.55	0.86	-	-	0.857	0.796
Niger	0.75	-	-	-	0.50	-	-	-	-	-	-	-	0.86	0.265	0.234
Garonne	0.59	-	-	-	0.65	-	-	-	-	-	0.92	-	0.34	0.186	0.163
Girou	-	-	-	-	0.26	-	-	-	-	-	-	-	-	0.186	0.163
Garonne*	-	-	-	0.04	-	-	-	-	-	-	-	0.36	-	0.128	0.112

De manière générale, on note des résultats très irréguliers d'un paramètre à l'autre et d'un bassin à l'autre. La calibration du modèle livre des résultats plutôt satisfaisants pour les Rios Madeira, Juruá, Solimões, Amazone et pour le fleuve Niger. La qualité descriptive du modèle est beaucoup plus inégale sur les Rios Negro, Jutai, Iça et Japurá ainsi que sur le Girou et le bassin de la Garonne. En fait, le modèle se révèle d'autant plus performant que les contrastes hydrologiques saisonniers sont forts. Sur les Rios Negro et Jutai, l'approximation du modèle semble être plus particulièrement liée à l'imprécision des analyses chimiques. Sur le Rio Iça, les faibles contrastes hydrologiques brouillent la lisibilité des analyses chimiques tandis que sur le Rio Japurá, l'imprécision du modèle semble être liée au manque de données : la calibration a été faite sur seulement 5 points. S'agissant des bassins de la Garonne et du Girou, l'interférence biologique de la rivière perturbe la lecture des processus géochimiques naturels opérants dans les sols ; par ailleurs, l'influence de la fonte des neiges sur le bassin de la Garonne amont pourrait expliquer les modestes résultats obtenus par le modèle.

L'analyse du modèle montre que les variations de concentration des ions majeurs sont les mieux décrits alors que la silice et le carbone organique manifestent d'importantes imprécisions. Les éléments qui présentent un bilan de matière conservatif, sans interaction dans le cours d'eau, sont bien décrits par le modèle. Par contre, lorsqu'il y a une interférence avec la rivière, de nature biologique (ponction ou rétrocession d'espèces chimiques comme la silice, le carbone organique) ou de nature hydraulique (sédimentation, remise en suspension de sédiments grossiers), la qualité descriptive du modèle est largement perturbée.

La figure 1.3 donne un aperçu synthétique de la précision du modèle en représentant la probabilité de non-dépassement du coefficient de corrélation R. On détermine ainsi le coefficient de corrélation médian (0,654) indiquant que 50% des coefficients obtenus sont supérieurs à cette valeur. Le premier quartile est établi à 0,415, le troisième à 0,823. Les coefficients R inférieurs à 0,3 sont peu nombreux.

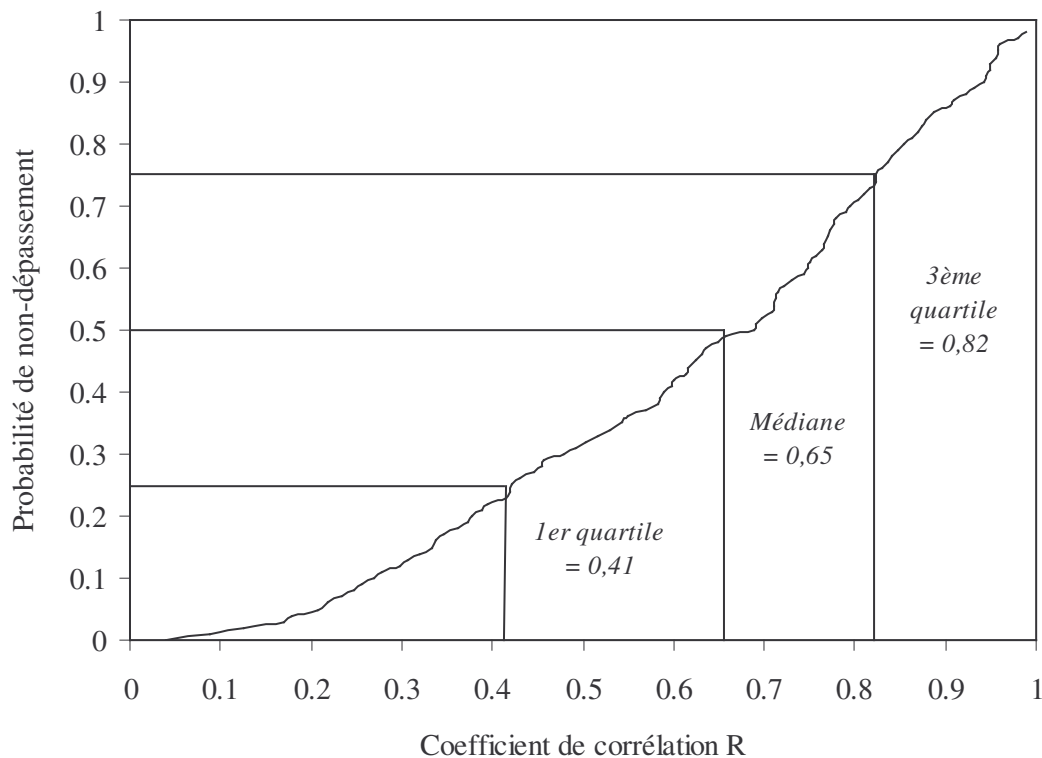


Figure 1.3- Probabilité de non-dépassement des coefficients de corrélations R tous bassins et tous paramètres confondus.

La signification du coefficient de corrélation R doit être testée en fonction du nombre d'échantillons ayant servi à caler le modèle. Le test de Fisher basé sur l'analyse de variance offre la possibilité de

valider la représentativité du modèle. Le rapport de Fisher F est déterminé à partir de la formule suivante :

$$F = R^2 / (1-R^2) \times (n-k) / (k-1) \quad (1.36)$$

n désigne le nombre d'échantillons utilisés pour caler le modèle ;

k correspond au nombre de réservoirs du modèle ;

Ce rapport est comparé à une valeur critique Fc au-dessus de laquelle le modèle est considéré valide au risque α . Réciproquement, il est possible de déterminer un coefficient de corrélation critique Rc au-dessus duquel le modèle peut être validé :

$$Rc = \sqrt{\{Fc \times (k-1) / [Fc \times (k-1) + n-k]\}} \quad (1.37)$$

Avec Fc (α ; k-1 ; n-k) valeur lue sur les tables pour un risque $\alpha_1 = 0,05$ et $\alpha_2 = 0,1$;

n échantillons et k réservoirs.

Prenant le cas des fleuves amazoniens, le faible nombre d'échantillons contribuant à la calibration du modèle induit des valeurs critiques très élevées ($Rc = 0,836$ pour $\alpha = 0,05$ et $n = 8$) de sorte que seules 20% des régressions peuvent être strictement validées d'un point de vue statistique. Gageons néanmoins qu'en augmentant le nombre d'échantillons, les valeurs des coefficients de corrélation n'auraient pas fondamentalement été réduites dans la mesure où l'échantillonnage a été réalisé dans des situations hydrologiques très distinctes, ce qui maximise la variabilité des analyses chimiques. On peut donc rester confiant quant à la significativité de la plupart des résultats obtenus.

Prenant les cas du Niger et du Girou, toutes les régressions sont validées grâce à un protocole d'échantillonnage adéquat (calibration sur 85 points pour le Niger et 170 points pour le Girou). Sur la Garonne aval, la validation est obtenue pour tous les paramètres à l'exception du calcium et du magnésium pour lesquels le modèle en 3 réservoirs n'est pas du tout satisfaisant ; l'hétérogénéité du bassin et la contribution variable d'aires géographiques géologiquement distinctes pourrait justifier les insuffisances du modèle utilisé. Enfin, concernant la Garonne amont, le modèle se révèle inadapté pour expliquer les fluctuations saisonnières de pH et d'oxygène dissous liées plus vraisemblablement à l'activité biologique endogène de la rivière et à la contribution saisonnière de la fonte des neiges.

4.2- La structuration des erreurs

Sur les fleuves amazoniens, la structuration des erreurs est marquée par un écart systématique sur l'excursion 6 qui correspond à la période d'étiage. Les paramètres suivants sont sous-estimés : O_2 , pH, NO_3^- tandis que CO_2 est surestimé. Le caractère systématique de ce écart témoigne d'une activité biologique de la rivière (photosynthèse) qui s'exprime plus particulièrement en période de basses eaux.

Sur le Niger, les écarts les plus importants s'observent en début de crue. Le pic de sodium est interprété par le modèle comme la recharge précoce de Rb alors que l'écoulement salé qui alimente le début de la montée de crue n'en présente pas les caractéristiques chimiques.

Sur le Girou, l'erreur est structurée au cours du cycle hydrologique, ce qui semble plus problématique. Cela suggère en effet que les caractéristiques chimiques des réservoirs, indépendamment des deux traceurs retenus, ne sont pas constantes dans le temps. Les fluctuations saisonnières de teneurs peuvent être approchées par l'estimation mensuelle de la composition des réservoirs.

Le cas de la Garonne aval montre la variabilité des erreurs d'une crue à l'autre. L'origine des crues et la répartition spatiale des zones contribuant à l'écoulement de crue justifie la dispersion des résultats. Lorsque le débit de crue est alimenté par le Lot et le Tarn, la minéralité des eaux est nettement renforcée par la contribution accrue de zones karstiques. Lorsque le débit de crue est alimenté par les rivières gasconnes (Gers, Baïse, Gimone, Save ...), les caractéristiques chimiques des eaux sont marquées par des charges solides plus fortes et des teneurs en nitrates plus élevées.

Le cas de la Garonne amont montre une erreur structurée située plus particulièrement au moment des crues nivales. La fonte des neiges produit un écoulement intermittent dont les caractéristiques chimiques sont distinctes de Rs, Ri ou Rb. Il importe donc d'introduire dans le modèle un écoulement supplémentaire qui doit permettre de tenir compte de l'influence saisonnière des crues nivales. C'est notamment ce qui justifie la faible qualité prédictive du modèle à trois réservoirs qui ne permet pas d'expliquer par exemple les variations saisonnières de pH. En effet, pendant les basses eaux,

l'écoulement d'étiage est alimenté par les nappes (écoulement Rb) et par la fonte des neiges qui se poursuit en altitude pendant la période estivale ; le modèle à trois réservoirs décrit un débit d'étiage alimenté essentiellement par Rb. La contribution du manteau neigeux est donc importante en période d'étiage ce qui influe sur le pH des eaux rendu plus acide. En confondant deux réservoirs de nature chimique distincte, on obtient un écoulement Rb avec un pH moins alcalin qu'il ne l'est en réalité.

Tous ces exemples mettent en lumière les insuffisances du modèle à trois réservoirs. L'interférence de la rivière (fleuves amazoniens), la spatialisation des bassins versants (Garonne aval, Niger), la variabilité hydrochimique (Girou, Garonne amont) liée aux rythmes biologiques saisonniers sont autant de limites à la méthode de découpage à trois réservoirs. L'introduction de réservoirs supplémentaires peut apporter une solution aux insuffisances relevées.

4.3- Précision des estimateurs

L'imprécision sur les estimations des caractéristiques des réservoirs souligne l'intérêt d'adopter un protocole d'échantillonnage adéquat pour rendre interprétables les estimations obtenues.

La détermination précise des caractéristiques des réservoirs nécessite un échantillonnage serré pendant les crues. C'est au cours de ces crues que la contribution des 3 réservoirs est effective ce qui permet de caractériser leur composition supposée constante au cours de la période étudiée. La théorie de l'échantillonnage nous livre l'incertitude U_{ij} portant sur l'estimation de la concentration de l'espèce chimique j au niveau du réservoir i :

$$U_{ij} = \frac{\{t_{(1-\alpha/2)} \cdot \sqrt{[\sum (Y_j(t) \text{ obs.} - Y_j(t) \text{ mod.})^2 \cdot A_{ii} / (n-k)]}\}}{\mu_{ij}} \quad (1.38)$$

U_{ij} = incertitude ou coefficient de variation portant sur l'estimation de la teneur de j à l'intérieur du réservoir i ;

j désigne l'espèce chimique analysée ; i indexe le réservoir ($0 < i \leq k$)

k = nombre de réservoirs utilisés dans le modèle ; n = nombre d'échantillons prélevés ;

$t_{(1-\alpha/2)}$ = coefficient de student correspondant à un test bilatéral au risque α ;

$Y_j(t) \text{ mod.}$ = estimation de la concentration au temps t par le modèle ;

$\sum (Y_j(t) \text{ obs.} - Y_j(t) \text{ mod.})^2$ = somme des carrés des écarts du modèle pour l'ensemble de la période étudiée ;

A_i = matrice des contributions ($n \times k$) et A_i' sa matrice transposée ($k \times n$)

$A_{ii} = k^{\text{ème}}$ élément diagonal de $(A_i \cdot A_i')^{-1}$

μ_{ij} = estimation de la composition de j dans le réservoir i .

Autrement dit, l'incertitude sur l'estimation d'une teneur dans un réservoir est d'autant plus faible que le nombre de prélèvements est élevé et que les variations contributives du réservoir étudié sont fortes (A_{ii} est petit). Pour un protocole d'échantillonnage identique, l'efficacité du modèle est meilleure lorsque les contrastes hydrologiques sont marqués. Après quelques réarrangements simples, on peut déterminer le nombre d'échantillons n nécessaires pour permettre l'estimation de μ_{ij} avec une incertitude inférieure à un seuil $U_{ij} \text{ max}$ pré-établi selon les objectifs de l'étude :

$$n \geq \frac{k \times \mu_{ij}^2 \times U_{ij}^2}{\mu_{ij}^2 \times U_{ij}^2 - t^2(1-\alpha/2) \times CM \times A_{ii}} \quad (1.39)$$

$$\text{avec } CM = [\sum (Y_j(t) \text{ obs.} - Y_j(t) \text{ mod.})^2] / n \quad (1.40)$$

correspondant à l'écart moyen des valeurs du modèle par rapport aux valeurs observées.

Les échantillons doivent être prélevés préférentiellement au cours des épisodes de crue qui constituent des moments privilégiés en ce sens où les fluctuations de débit, et corrélativement les contrastes en terme contributif sont maximaux. Aussi, la fréquence d'échantillonnage doit être resserrée pendant les

crues afin d'améliorer la précision du modèle sans qu'il soit utile de multiplier les prélèvements en période d'étiage.

Une première information intéressante nous est donnée par le coefficient A_{ii} , correspondant à un indice de résolution, fonction de l'amplitude des contrastes hydrologiques saisonniers. Ce coefficient est déterminé pour chacun des réservoirs considérés. Sur les fleuves amazoniens, le coefficient A_{ii} est faible pour l'écoulement R_i ce qui affine la résolution des compositions estimées sur ce réservoir. De manière générale, l'écoulement R_b qui présente des écarts saisonniers peu importants ne bénéficie pas d'une bonne résolution statistique. Les bassins du rio Iça, Japura, Jutai et Solimões sont les plus pénalisés tandis que le Purus, le Juruá et le Negro, qui présentent des écarts contributifs importants pour R_b bénéficient d'une résolution statistique potentiellement meilleure. Le niveau de résolution sur R_s est intermédiaire, d'autant meilleur que le pic contributif du ruissellement est élevé. Dans ce cas de figure, le Madeira et le Juruá sont plus pénalisés que les autres. Ce handicap peut être surmonté en augmentant la fréquence de prélèvement pendant la crue. Sur le fleuve Niger, les contrastes hydrologiques saisonniers induisent une excellente résolution sur l'estimation des compositions dans R_i et R_b ($A_{ii} = 0,29$ et $0,07$ respectivement pour R_i et R_b) tandis que sur R_s , la résolution statistique potentielle A_{ii} est faible ($A_{ii} = 4,13$) en raison d'un pic contributif de faible amplitude (autour de 25%).

Une seconde information nous est donnée par le coefficient de corrélation R^2 correspondant à la part de la variabilité des données expliquée par le modèle. Ce coefficient de corrélation intervient directement dans la détermination du carré moyens des écarts au vu de l'expression suivante :

$$\sum (Y_j(t)_{\text{obs.}} - Y_j(t)_{\text{mod.}})^2 = s^2_{\text{obs.}} \times (1 - R^2). \quad (1.41)$$

Le carré moyens des écarts intervenant dans la détermination de la résolution statistique est une expression modifiée de R^2 dont les variations par paramètre ont été discutés précédemment. Nous n'y revenons donc pas.

Le troisième facteur intervenant dans la précision des estimations correspond au nombre d'échantillons prélevés (n) auquel on retranche le nombre de réservoirs (k) utilisés pour la modélisation. Dans le cas des fleuves amazoniens, l'imprécision des estimations repose en grande partie sur le faible nombre de prélèvements (8 au total), insuffisant pour caler un modèle de manière pleinement satisfaisante. Lorsque le régime hydrologique est stable, sans contrastes majeurs, la résolution statistique des estimations s'effondre : leur prise en compte débouche sur des interprétations inévitablement spéculatives.

4.4- Optimisation statistique

Le découpage des hydrogrammes de crue peut être réalisé de deux façons différentes :

- par traçage chimique et/ou isotopique ;
- par filtrage des séries de débit (voir § 5.3).

La performance statistique des modèles testés est appréciée à partir des coefficients de corrélation R^2 reliant les concentrations établies par modélisation et les concentrations mesurées. L'examen de la valeur médiane des coefficients de corrélation obtenus par chaque modèle offre un élément d'appréciation de leur qualité descriptive. En établissant les conditions initiales à partir des résultats du modèle de traçage, une optimisation statistique portant sur le critère "médiane des R^2 " est réalisée. L'optimisation réalisée sous contraintes (contributions Q_k/Q_t non négatives, règle de conservation $Q_{R_s} + Q_{R_i} + Q_{R_b} = Q_t$ et moyennes Q_k/Q_t identiques) permet d'obtenir, par approximations successives, la contribution point par point des 3 réservoirs R_s , R_i et R_b de sorte que la médiane des R^2 soit maximale. Le calcul est conduit par la méthode d'itération de Newton. La procédure de calcul a été réalisée sur l'Amazone et l'ensemble de ses affluents. L'augmentation du nombre de prélèvements sur le Niger, la Garonne et le Girou ne permet pas une application de l'algorithme.

De manière générale, on s'aperçoit que la marge de progression est élevée puisque l'optimum statistique est atteint avec une valeur médiane de $R^2 = 0,66$ contre $0,52$ pour le modèle traceurs et $0,45$ par filtrage. Au cas par cas (tableau 1.8), d'importantes nuances persistent.

Considérant le cas des Rios Negro et Jutai, d'importantes faiblesses du modèle de mélange par traçage chimique (M1) apparaissent ; le filtrage des débits (M2) apporte une amélioration significative de la performance statistique qui demeure néanmoins très insuffisante au vu de l'optimum statistique (médiane des $R^2 < 0,55$). Il semble clair que le traçage chimique utilisant Na^+ et FSS est inadapté pour ces deux bassins en raison d'importants contrastes géologiques (Rio Negro) et de l'interférence décisive occasionnée par les plaines d'inondation sur les flux de sédiments, ce qui tend à masquer le bruit de fond du ruissellement de surface. Considérant le cas des bassins secs sans attaches andines (Juruá et Purus), on note que les résultats des modèles M1 et M2 sont relativement homogènes et proches de l'optimum statistique.

Tableau 1.8- Comparaison de la qualité descriptive de 2 modèles de mélange (traçage chimique M1 et filtrage hydrologique M2) et de l'optimum statistique sur la médiane des R^2 de plus de 50 paramètres.

Bassin	Traceurs (M1)	Filtrage (M2)	Optimum	
Solimões	0.56	0.37	0.77	La médiane des R^2 se situe aux alentours de 0,67 ce qui constitue une valeur honorable. L'amélioration de la performance statistique du modèle passe par la prise en compte de l'influence exercée par les plaines d'inondation.
Iça	0.57	0.27	0.65	
Jutai	0.17	0.30	0.48	
Japurá	0.71	0.38	0.71	
Juruá	0.64	0.62	0.73	On distingue une troisième catégorie de bassins correspondant aux bassins drainant des secteurs de montagnes, ce qui concerne le Madeira, le Solimões, le Japurá et l'Iça. Sur les bassins très humides des Rios Iça et Japurá, le modèle de traçage chimique est
Purus	0.60	0.66	0.66	
Negro	0.18	0.37	0.53	
Madeira	0.72	0.59	0.76	
Amazone	0.54	0.48	0.77	
Σ Rios	0.52	0.45	0.66	

incontestablement le plus performant : le ruissellement superficiel est bien identifié comme un écoulement provenant de l'amont et vecteur de matières en suspensions. Le filtrage des débits (M2) ne permet pas de retracer correctement la chronologie des écoulements mis en jeu en raison de la distribution bimodale des pluies en région équatoriale ; la montée de crue n'étant pas nécessairement liée au ruissellement de surface, le modèle M2 se révèle inopérant d'un point de vue descriptif. En revanche, sur les bassins du Madeira et du Solimões, dont les hydrogrammes de crue sont plus réguliers, la performance statistique des modèles est beaucoup plus homogène. La qualité descriptive des 2 modèles testés est rendue possible par (1) la concomitance quasi-parfaite entre montée de crue et ruissellement de surface et (2) par l'identification univoque de l'écoulement R_i , associée à d'importants contrastes hydrologiques saisonniers.

Notons enfin que l'optimisation statistique conduit à une amélioration très significative de la médiane des R^2 sur le Solimões (0,56 → 0,77) et l'Amazone (0,54 → 0,77) alors que les caractéristiques générales de l'hydrogramme décomposé demeurent pour ainsi dire identiques. Il semble que l'optimisation statistique maintient la distribution initiale de FSS, ce qui crédibilise l'hypothèse d'un ruissellement à charge solide constante. La sensibilité du modèle en terme de performance statistique, sur ces deux bassins, témoigne très probablement de l'influence combinée des plaines d'inondation (R_r) et de l'écoulement hypodermique (R_h) qui constituent les deux composantes d'un réservoir supposé unique $R_i = R_h + R_r$. L'optimisation statistique permettrait donc de se défaire en partie de ce schéma simplificateur en répartissant l'erreur sur l'ensemble des paramètres. En imposant une variable de traçage chimique Na^+ , on répercute irrémédiablement l'erreur sur les autres paramètres en définissant un réservoir R_i multi-composante dont la composition est en fait variable.

4.5- Bilan et Recommandations

La signification statistique des résultats tirés du modèle sur le bassin de l'Amazone et sur ses affluents se révèle dans certains cas insuffisante pour permettre une interprétation objective des résultats. Pour améliorer la compréhension des mécanismes intervenant sur le bassin de l'Amazone, trois solutions sont envisageables :

- augmenter le nombre d'échantillons servant à la calibration du modèle ;

- prélever à des moments clés du cycle hydrologique : étiage maximum, montée de crue, pic turbide, pic de crue, décrue, basses eaux, de manière à discriminer plus facilement les trois composantes du débit (en abaissant A_{ii}) ;
- proposer des adaptations au modèle pour augmenter sa qualité prédictive et corrélativement abaisser $\sum (Y_j(t) \text{ obs.} - Y_j(t) \text{ mod.})^2$;

La première option doit permettre de diminuer l'incertitude sur l'estimation des caractéristiques physico-chimiques des réservoirs. Sur l'Amazonie, par exemple, pour que l'incertitude U_{ij} sur le pH dans R_s ($6,75 \pm 0,49$) soit inférieure à 6%, il faudrait dimensionner le protocole d'échantillonnage de la manière suivante :

$$n \geq \frac{3 \times 6,75^2 \times 0,06^2}{6,75^2 \times 0,06^2 - 1,96^2 \times 0,014 \times 2,76} = 28,15 \quad (1.42)$$

Ce qui signifie qu'un tel niveau de résolution ne peut être atteint qu'au prix d'une campagne d'échantillonnage incluant au moins 29 prélèvements.

Notons qu'une résolution limite U_{\min} est atteinte pour chacune des variables. Elle correspond à l'incertitude résiduelle en cas d'échantillonnage très serré ($n \gg k$). Elle se calcule de la manière suivante :

$$U_{\min} = 1,96 / \mu_{ij} \times (CM \times A_{ii})^{0,5} \quad (1.43)$$

Considérant le bassin de l'Amazonie, le pH de R_s entretient une incertitude résiduelle égale à :

$$U_{\min} = 1,96 / 6,75 \times (0,014 \times 2,76)^{0,5} = 0,057 \text{ soit } 5,7\%$$

L'augmentation de la fréquence d'échantillonnage ne résout donc pas toutes les insuffisances observées. Encore faut-il que les prélèvements soient bien positionnés le long de l'hydrogramme de manière à accentuer les contrastes entre réservoirs (ce qui abaisse A_{ii}) et ainsi mieux les caractériser. Dans le cas de l'Amazonie où les contrastes hydrologiques saisonniers sont relativement bien pris en compte grâce à une répartition judicieuse des prélèvements, l'amélioration qui pourrait être apportée sur ce critère ne permettrait pas d'augmenter très significativement la résolution du modèle. Par contre, dans le cas du rio Iça, du rio Jutai et du rio Japurá, un positionnement adapté des prélèvements aurait très probablement permis une meilleure valorisation des données recueillies.

En résumé, l'observation environnementale est confrontée à deux difficultés essentielles:

- l'expression intermittente des réservoirs superficiels par lesquels transitent les matériaux solides, le carbone organique et les principaux polluants d'origine agricole; leur composition ne peut être raisonnablement estimée qu'en période de crue;
- le déficit de données quantitatives concernant les principaux paramètres environnementaux - hydrologiques et physico-chimiques - du fait d'un échantillonnage éparé et de données analytiques incomplètes qui excluent toute interprétation objective.

Il apparaît donc nécessaire de promouvoir une stratégie d'étude de l'environnement basée sur un protocole d'observations combinant veille hydrologique et surveillance chimique de manière à permettre une exploitation rationnelle des données acquises. La stratégie d'observatoires permanents, apte à intensifier la fréquence d'échantillonnage en cas de crue doit se substituer à la stratégie de croisière qui se révèle infructueuse en terme d'interprétation. Cette approche constitue l'une des seules voies susceptible d'offrir une lecture objective et univoque des messages furtifs livrés par la Nature (Tardy, 1994).

5- Lecture hydrologique

L'écoulement d'une nappe étant sous le contrôle du gradient hydraulique, il en découle que plus le niveau de la nappe est haut, plus le gradient hydraulique est grand et donc plus le débit est fort. Il existe donc un lien entre l'état des réserves souterraines et le débit des nappes. C'est sur la base de ce constat que Maillet (1905, 1906) a proposé d'exprimer la décroissance des débits en l'absence d'alimentation par la loi qui porte son nom et qui s'écrit :

$$Q_t = Q_0 \times e^{-\alpha \cdot t} \quad (1.44)$$

Avec :

Q_t = débit au temps t ;

Q_0 = débit à l'origine du tarissement (t_0), en conditions non influencées ;

α = coefficient de tarissement ;

Le coefficient de tarissement est spécifique à chaque cours d'eau, dépendant étroitement des caractéristiques de la matrice poreuse (granulométrie), de la présence de failles ou de macropores, de la morphologie des versants, de l'épaisseur des profils abritant les aquifères. Ce coefficient devra donc être établi au cas par cas à partir de chroniques de débit en conditions non influencées, c'est-à-dire en l'absence de précipitations. Barnes (1939) propose une méthode de découpage des hydrogrammes, inspiré des travaux de Maillet, établissant les contributions en proportions variables de deux réservoirs à l'écoulement total : un écoulement superficiel et un écoulement de base. Cette méthode repose sur la décomposition logarithmique des hydrogrammes qui consiste à repérer les ruptures de pente en phase de décrue. L'écoulement de surface présente un tarissement précoce (α fort) tandis que dans un premier temps, l'écoulement de nappe se recharge et dans un second temps décroît conformément à la loi de tarissement (α faible) des nappes étalonnée en conditions non influencées.

Roche (1963, 1967) et Castany (1963) introduisent un troisième type d'écoulement, appelé écoulement hypodermique, qui correspond à un écoulement de sub-surface légèrement différé par rapport au ruissellement superficiel. Cet écoulement correspond à l'écoulement de bas-fonds décrit en premier par Cappus (1960) sur le petit bassin d'Alrance en Aveyron. Le concept de source variable, pilier fondateur de l'hydrologie moderne, a réformé les notions d'Horton (1933). Formalisé par Hewlett (1961 a et b), popularisé par Hewlett et Hibbert (1967), Hewlett (1974, 1982) il a inspiré de nombreuses recherches (Dunne *et al.* : 1970, 1975 ; Troendle, 1985 ; Cros-Cayot, 1996), appuyées ultérieurement par le traçage isotopique avec le $\delta^{18}\text{O}$ (Mérot, 1988 ; Ambroise, 1998).

Aussi, la cohérence des résultats obtenus par le modèle de découpage des hydrogrammes de crue en 3 réservoirs est maintenant envisagée sous un angle hydrologique. L'examen porte plus particulièrement sur les liens entre d'une part les lois de tarissement et de recharge et d'autre part les caractéristiques morpho-climatiques des bassins étudiés.

5.1- Les lois de tarissement

La décroissance des débits spécifiques pendant la décrue reflète les caractéristiques hydrologiques des réservoirs étudiés. L'examen des caractéristiques hydrologiques (tableaux 1.9a et 1.9b) calculées pour chacun des trois réservoirs R_s , R_i et R_b met en évidence de larges contrastes entre bassins versants. De manière systématique, les coefficients de tarissement sont les plus forts sur R_s , intermédiaires pour R_i et les plus bas pour R_b : la vidange des réservoirs est d'autant plus rapide que le réservoir est superficiel. Les liens avec les caractéristiques morpho-climatiques des bassins étudiés sont plus particulièrement examinés.

5.1.1- Le réservoir R_s : contrôle morphologique et climatique

Les valeurs de récession (tableau 1.9a) déterminées pour R_s s'échelonnent de $0,018 \text{ j}^{-1}$ pour l'Amazonie à $2,243 \text{ j}^{-1}$ pour la Garonne amont. Le rythme de vidange du réservoir R_s est conditionné par les contrastes climatiques saisonniers de sorte que les bassins soumis à des saisons sèches persistantes (Purus, Jutai, Juruá, Niger) présentent un tarissement accéléré. Le bassin du Madeira, qui est soumis à des contrastes climatiques importants, affiche un coefficient de vidange plus petit, estimé à $0,022 \text{ j}^{-1}$. En réalité, la morphologie du bassin versant a une incidence sur la réactivité du bassin

versant : plus celui-ci est étendu, plus la vidange est lente. Sur les petits bassins versants comme le Girou, les apports pluviométriques bien qu'irréguliers dans le temps sont relativement homogènes dans l'espace. Dans ce contexte, les épisodes pluvieux affectent la plupart du temps l'ensemble du bassin versant et la vidange du réservoir superficiel s'opère de façon synchrone et par conséquent rapide. Sur les grands bassins, les épisodes pluvieux affectent tantôt telle aire géographique, tantôt telle autre de telle façon qu'à l'exutoire de cette mosaïque, les écarts climatiques se traduisent par un aplatissement de l'hydrogramme de crue. La vidange des réservoirs de surface R_s , décalée d'une zone à l'autre, apparaît donc d'autant plus lente que le bassin est étendu. La morphologie et les contrastes climatiques saisonniers sont donc les deux facteurs essentiels qui gouvernent la vitesse de vidange de R_s . Sur le bassin de la Garonne, l'amont qui forme une unité morpho-climatique assez homogène apparaît très réactif ($\alpha_{R_s} = 2,243 \text{ j}^{-1}$) tandis que l'aval alimenté par des aires géographiques à contributions décalées fournit une réponse hydrologique largement amortie ($\alpha_{R_s} = 0,556 \text{ j}^{-1}$).

Tableau 1.9a- Paramètres hydrologiques caractéristiques évalués pour chaque réservoir de l'ensemble des bassins versants étudiés : coefficient de vidange $\alpha_k \text{ (j}^{-1}\text{)}$, temps de demi-vidange $t_{1/2} \text{ (j)} = \ln 2 / \alpha_k$, pic de crue du réservoir $Q_k \text{ (to)}$ (mm/an) et capacité maximale $V_k \text{ (to)} = Q_k \text{ (to)} / \alpha_k$.

	Coef. de vidange (j^{-1})			t 1/2 (jours)			Qk (to) mm/an			Vk (to) mm		
	R_s	R_i	R_b	R_s	R_i	R_b	R_s	R_i	R_b	R_s	R_i	R_b
Negro	0.023	0.012	0.008	29.7	57.8	83.2	1163	1366	297	136	312	97
Iça	0.020	0.012	0.006	35.2	57.8	118.8	1062	1126	300	148	257	141
Jutai	0.037	0.019	0.007	18.6	36.5	94.5	1430	1710	377	105	246	141
Japurá	0.018	0.013	0.009	38.5	54.7	80.0	1241	1247	365	189	269	115
Purus	0.047	0.033	0.018	14.6	21.2	38.5	778	708	446	45	59	68
Madeira	0.029	0.024	0.013	24.2	28.9	54.7	284	832	322	27	95	70
Juruá	0.055	0.041	0.018	12.7	16.8	39.2	505	860	302	25	57	47
Solimões	0.030	0.024	0.017	23.1	29.3	40.0	1037	1121	395	95	130	62
Amazone	0.022	0.014	0.007	32.0	49.5	94.5	487	859	315	62	168	117
Σ Rios	0.031	0.021	0.011	22.2	32.6	60.5	794	1042	349	70	134	83
Niger	0.074	0.070	0.019	9.4	9.9	36.5	89	481	206	3	19	30
Girou	1.100	0.348	0.061	0.6	2.0	11.4	1432	997	435	4	8	20
Garonne Aval	0.556	0.269	0.060	1.2	2.6	11.5	718	1376	970	4	14	44
Garonne Amont	2.243	0.545	0.058	0.3	1.3	12.0	7391	4381	1847	9	22	87

5.1.2- Le réservoir R_i : contrôle morphologique et climatique

Le réservoir R_i affiche des coefficients de récession qui s'échelonnent de $0,012 \text{ j}^{-1}$ sur les bassins équatoriaux du Negro et de l'Iça à $0,545 \text{ j}^{-1}$ sur le bassin de la Garonne amont. Le contrôle des flux de R_i est d'abord morphologique. En fait, dans le cas des fleuves équatoriaux, R_i désigne à la fois le réservoir hypodermique R_h et le réservoir de nappe alluviale R_r dont la vidange est échelonnée.

Les bassins qui présentent un relief peu accidenté, propice à l'extension des zones humides (Negro, Jutai), sont les bassins qui se vidangent le plus lentement. Dans le cas des fleuves situés en zone tempérée, les plaines d'inondation très limitées dans l'espace, se vidangent rapidement de sorte que le réservoir hypodermique est le principal compartiment hydrologique contribuant à R_i . Le cas du bassin du Girou, qui couvre une surface de 522 km^2 , illustre le caractère furtif de R_i ($\alpha_{R_i} = 0,348 \text{ j}^{-1}$), lié à la morphologie du bassin mais également au caractère aléatoire des pluies qui provoquent la vidange intermittente de ce réservoir.

Le contrôle des flux de R_i est donc aussi d'ordre climatique. En fait, l'éventualité d'un épisode pluvieux est régulier sous climat équatorial alors qu'en zone tempérée, leur occurrence est beaucoup plus aléatoire. Lorsque les bassins sont peu étendus, la pluie peut parfois affecter l'ensemble du bassin versant qui réagit alors brutalement à un apport d'eau abondant. Ainsi, l'écoulement hypodermique gouverne les flux liquides en période de crue. Sur des bassins plus étendus, des phénomènes de compensation interviennent : l'eau évacuée par écoulement hypodermique est stockée au niveau des plaines d'inondation qui restituent l'excédent d'eau pendant la décrue. L'écoulement R_i , résultant d'un

stockage/déstockage des zones humides longeant le cours d'eau, se tarit donc plus lentement en présence de plaines d'inondation.

Tableau 1.9b- Caractéristiques hydroclimatiques déterminées par lecture directe des hydrogrammes annuels de chacun des bassin versants étudiés : débit maximum Q_{max} , débit minimum Q_{min} , débit moyen Q_{moy} , contrastes hydroclimatiques Q_{max}/Q_{min} et coefficients de variations hydrologiques $\delta Q_t/(Q_t.\delta t)$ établis pour la montée de crue : indice de réactivité livré par la valeur maximale observée et indice de décroissance de débit à la pointe de crue livré par la valeur minimale observée.

	Q max	Q min	Q moy	Qmax / Q min	$\delta Q_t/(Q_t.\delta t)$	
	mm/an				max (j^{-1})	min (j^{-1})
Negro	2285	527	1194	4.34	0.018	-0.011
Iça	1952	1205	1515	1.62	0.011	-0.007
Jutai	2506	760	1703	3.30	0.017	-0.014
Japurá	2225	894	1533	2.49	0.013	-0.007
Purus	1615	176	944	9.17	0.021	-0.027
Madeira	1204	157	667	7.69	0.025	-0.015
Juruá	1231	146	705	8.43	0.029	-0.022
Solimões	1749	702	1257	2.49	0.009	-0.010
Amazoné	1376	644	1040	2.13	0.007	-0.007
Σ Rios	1794	579	1040	4.63	0.017	-0.013
Niger	878	21	196	41.91	0.182	-0.034
Girou	2394	1	129	4352.77	3.258	-0.528
Garonne Aval	2334	30	380	78.56	2.129	-0.251
Garonne Amont	10667	74	625	143.36	17.121	-0.753

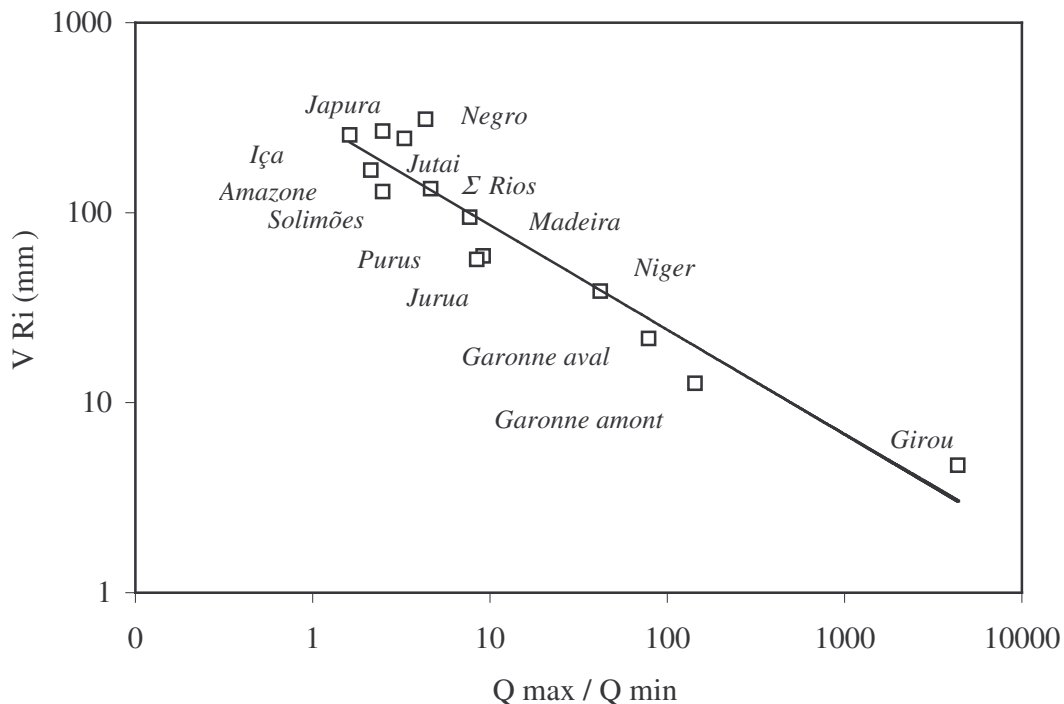


Figure 1.4- Relation entre la capacité de stockage de Ri (VR_i , mm) et l'indice de contraste climatique Q_{max} / Q_{min} . Mise en évidence du rôle régulateur des zones de stockage (nappes d'accompagnement) sur les variations de l'écoulement total.

Lorsqu'on se rapproche de l'amont, les zones de stockage exercent un faible contrôle sur les flux d'eau qui s'opèrent rapidement. C'est le cas du bassin de la Garonne amont ($0,545 j^{-1}$) et dans une moindre

mesure du Solimões ($0,024 \text{ j}^{-1}$) qui se vidangent plus vite qu'à l'aval (respectivement $0,269 \text{ j}^{-1}$ à La Réole et $0,014 \text{ j}^{-1}$ à Obidos). De l'amont vers l'aval, lorsque la morphologie le permet, le bassin versant intègre les inégalités climatiques : l'eau venue de l'amont est stockée au niveau de plaines alluviales qui ponctionnent dans un premier temps l'excédent d'eau (échanges nappes-rivière) et le restituent dans un second temps à une cadence plus faible. L'intégrité de ces zones de stockage (zones humides, ripisylves) contribue à l'atténuation des hydrogrammes de crue (rôle d'écrêteur de crue) tandis que leur recul, du fait parfois des activités humaines, accentue l'amplitude des crues.

Le contrôle des flux de Ri est sous l'influence des contrastes climatiques. Les grands bassins qui bénéficient de l'effet intégrateur des zones de stockage présentent des divergences d'ordre hydrologique liées, à l'évidence, aux contrastes climatiques saisonniers. Les bassins soumis à une saison sèche persistante (Madeira, Juruá, Jutai, Purus, Niger) se vidangent plus rapidement que les bassins plus humides situés au Nord (Negro, Iça, Japura, Solimões). En conditions sèches, l'arrêt des pluies accélère le tarissement des réserves alluviales qui ne bénéficient plus des apports de l'amont ; en situation plus équatoriale, la saison sèche survient entre deux vagues humides qui balaient la zone dans un sens puis dans l'autre de telle façon que les pluies ne s'interrompent jamais totalement : il pleut toujours un peu quelque part. Dans ces conditions, la vidange des plaines alluviales est compensée en partie par les apports pluviométriques qui amortissent leur cinétique de tarissement. Il est donc logique que le volume de stockage du compartiment Ri (VR_i) soit d'autant plus grand que les écarts climatiques saisonniers sont faibles (voir figure 1.4).

5.1.3- Le réservoir Rb : contrôle climatique

Les coefficients de tarissement attribués à Rb varient de $0,006 \text{ j}^{-1}$ pour le rio Iça à $0,061 \text{ j}^{-1}$ pour le Girou. Les bassins équatoriaux soumis à une pluviosité abondante (Iça, Japura, Negro, Jutai) ne présentent pas de saison sèche très marquée. Le débit de base se stabilise à des niveaux relativement élevés qui reflètent l'abondance des nappes bénéficiant d'une recharge rapide permise par une pluviosité soutenue. Pendant la saison dite sèche, un équilibre s'instaure entre la recharge des nappes et la vidange de sorte que le débit se stabilise autour d'une valeur limite appelée Q_{\min} . Ce débit de base Q_{\min} est très bien corrélé avec le volume des nappes VR_b (figure 1.5) : plus le volume des nappes est grand, plus le débit de base est haut.

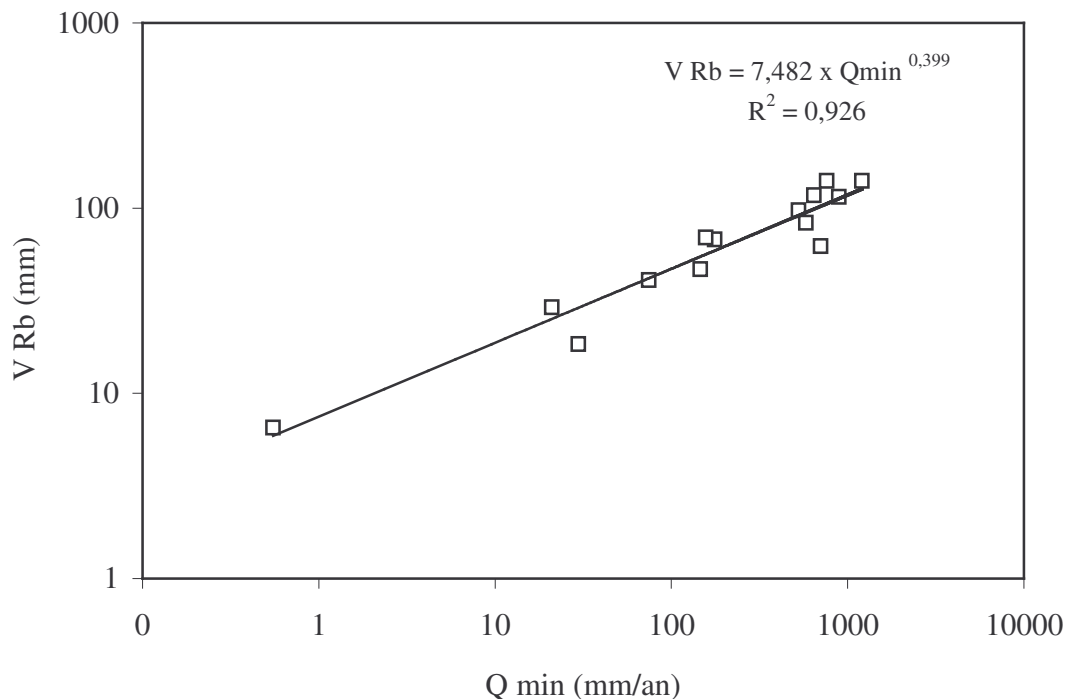


Figure 1.5- Relation entre la capacité de stockage du réservoir Rb (noté VR_b , exprimé en mm) et le débit minimum observé (Q_{\min} , mm/an). Rôle régulateur des nappes sur le débit d'étiage.

Les grands bassins soumis à une longue saison sèche (Madeira, Juruá, Purus, Niger) affichent un coefficient de tarissement plus fort (environ $0,017 \text{ j}^{-1}$) lié à l'absence de recharge des nappes. Le Solimões, drainant l'amont du bassin de l'Amazone, se vidange rapidement ($\alpha_{Rb} = 0,017 \text{ j}^{-1}$) malgré un débit de base élevé : la nature même des nappes, plutôt superficielles dans les secteurs montagneux, constitue un élément d'explication. En réalité, l'écoulement de base Rb est alimenté par deux compartiments distincts : le compartiment de nappe superficielle Ns à vidange précoce et le compartiment de nappe profonde Np à vidange tardive. Dans le cas des bassins à climat contrasté, la recharge des nappes s'opère plus particulièrement sur les nappes superficielles, faute de continuum hydraulique entre Ns et Np. La recharge de Np s'effectue dès lors que le réservoir de nappe superficielle Ns s'est reconstitué : l'alimentation des nappes profondes est donc intermittente. Ce mécanisme domine en zone tempérée. Au cours d'un cycle hydrologique, se succèdent une période sèche pendant laquelle la recharge des nappes est interrompue, faute de continuum hydraulique entre sol et nappe et une saison humide (l'hiver hydrologique) pendant laquelle la recharge des réserves hydrologiques est opérante. Faute d'une alimentation permanente, les nappes profondes n'offrent qu'une capacité limitée. Aussi, lors des épisodes de crue, les nappes superficielles sont alimentées en priorité. D'un point de vue hydrologique, le tarissement de Rb apparaît irrégulier, relativement rapide en début de décrue, relativement lent lorsque la période sèche perdure. L'analyse des hydrogrammes de crue permet de distinguer Ns et Np qui sont deux composantes de Rb. L'exemple du Niger illustre parfaitement la contribution décalée de Ns et Np, mise en évidence par le fléchissement progressif du coefficient de tarissement (figure 1.6) au fur et à mesure que la saison sèche s'allonge.

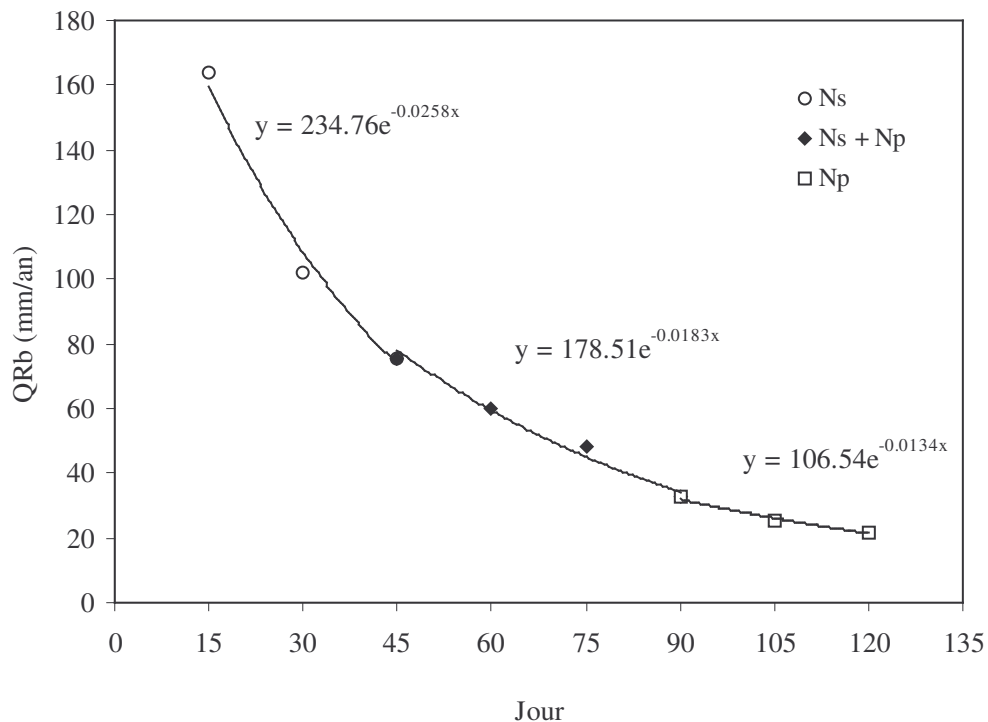


Figure 1.6- Variations du débit spécifique de Rb au cours du temps sur le Niger amont (moyenne 1990-92). Mise en évidence d'une réduction progression du coefficient de tarissement suggérant la coexistence de deux nappes : une composante superficielle Ns et une composante profonde Np.

De la même manière, pour le Girou, on observe une vidange rapide de Ns ($\alpha_{Ns} = 0,35 \text{ j}^{-1}$) relayée par le réservoir de nappe profonde Np dont le rythme de tarissement ($\alpha_{Np} = 0,055 \text{ j}^{-1}$) est beaucoup plus lent (figure 1.7). La mise en évidence hydrologique d'un réservoir Rb à deux composantes, trouve une traduction chimique univoque (Ns est généralement plus dilué) qui remet en cause l'hypothèse d'un réservoir unique à composition constante. Aussi, lorsque l'échantillonnage le permet, il est

recommandé de subdiviser Rb en Ns et Np dont les caractéristiques hydrologiques et physico-chimiques sont suffisamment distinctes pour permettre leur identification précise.

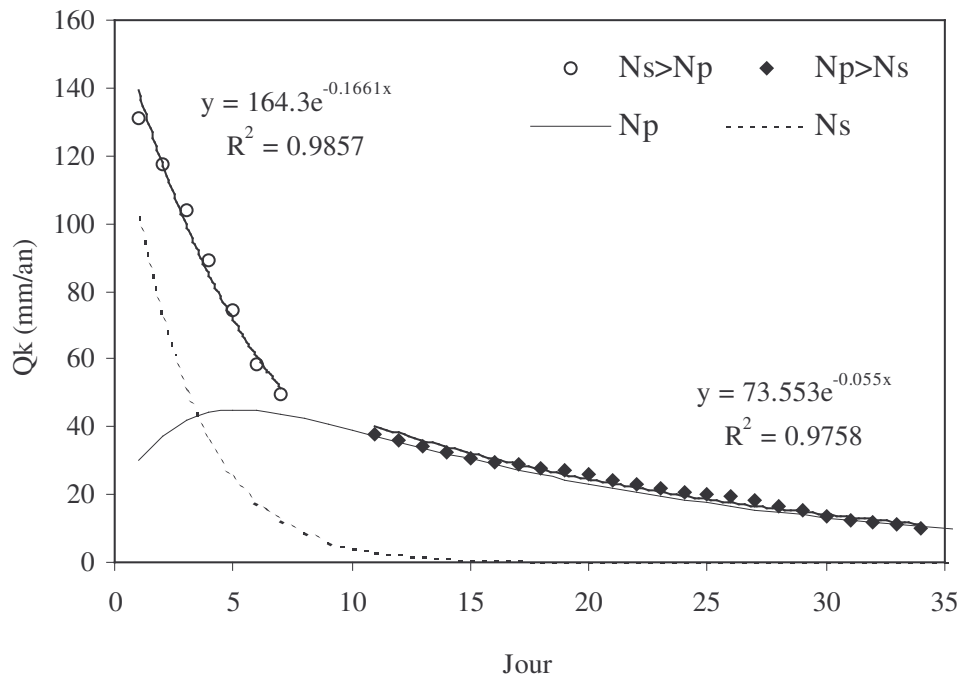


Figure 1.7- Variations du débit spécifique de Rb au cours du temps sur le petit cours d'eau du Girou. Mise en évidence de deux composantes distinctes d'un point de vue hydrologique : une composante superficielle Ns qui se tarit rapidement et d'une composante profonde Np qui se recharge avant de décroître lentement.

5.2- Modélisation des variations de débit par réservoir : lois de vidange et de recharge appliquées au modèle à trois composantes.

Les lois de recharge désignent les règles de remplissage des réservoirs Rs, Ri et Rb qui définissent leur débit spécifique. Dans cette section, une méthode permettant de modéliser la recharge des réservoirs Ri et Rb est proposée, permettant d'établir $VRi = f(t)$ et $VRb = f(t)$.

5.2.1- Principes de base

Cette méthode repose sur l'analyse des fluctuations de débit. Plus les variations sont rapides, plus la contribution des réservoirs superficiels, supposés plus réactifs, est forte. Plus les variations sont lentes, plus la contribution des réservoirs souterrains, supposés moins réactifs, est grande.

Le filtrage des données hydrologiques, développé par Hino et Hasebe (1981, 1986) sur des séries de débit journalières et horaires, a été appliqué avec succès par Araújo et Dias (1995) et Mortatti *et al.* (1997) sur le bassin de l'Amazonie à un pas de temps mensuel. L'adaptation de protocole proposée par Eckhardt (2004) fournit une trame méthodologique intéressante. Connaissant l'écoulement total au moment t et le débit individuel du réservoir de nappe QRb au temps $t-1$, on établit par itérations successives le débit individuel QRb(t) de la manière suivante :

$$QRb(t) = \frac{[1 - Ir_{Rb}] \times (1 - If_{Rb})}{1 - Ir_{Rb} \times (1 - If_{Rb})} \times QRb(t-1) + \frac{Ir_{Rb} \times If_{Rb}}{1 - Ir_{Rb} \times (1 - If_{Rb})} \times Qt(t) \quad (1.46)$$

If désigne le paramètre de filtrage : pour les nappes, l'indice est proche de 0 ce qui leur confère une faible variation en réponse à une variation de débit importante ;
 Ir désigne le paramètre de réactivité : Plus les nappes sont superficielles, plus le paramètre de réactivité est élevé.

Le débit individuel de l'écoulement intermédiaire $QR_i(t)$ est déterminé en effectuant un filtrage sur la différence entre $Q_t(t)$ et $QR_b(t)$:

$$QR_i(t) = \frac{[1 - Ir_{Ri}] \times (1 - If_{Ri})}{1 - Ir_{Ri} \times (1 - If_{Ri})} \times QR_i(t-1) + \frac{Ir_{Ri} \times If_{Ri}}{1 - Ir_{Ri} \times (1 - If_{Ri})} \times [Q_t(t) - QR_b(t)] \quad (1.47)$$

Enfin, le débit individuel du ruissellement superficiel QR_s est obtenu par différence :

$$QR_s(t) = Q_t(t) - QR_b(t) - QR_i(t) \quad (1.48)$$

Ces méthodes auto-régressives se rapprochent des méthodes de séparation d'hydrogramme par analyse spectrale, proposées par Mangin (1981) et appliquées par Probst et Sighe (1989) sur quelques grands bassins fluviaux dans le monde.

La formulation du modèle fait apparaître deux termes :

$$QR_b(t+1) = K1(Rb) \times QR_b(t) + K2(Rb) \times Q_t(t) \quad (1.49)$$

Prenant $Q_t(t)$ petit, le flux de recharge s'annule et on obtient :

$$QR_b(t+1) - QR_b(t) = K1(Rb) \times QR_b(t) - QR_b(t) \quad (1.50)$$

équivalent à : $QR_b(t+1) - QR_b(t) = K1(Rb) \times QR_b(t) - QR_b(t)$

Soit : $\delta QR_b / \delta t = [K1(Rb) - 1] \times QR_b(t)$

Après intégration, on en déduit :

$$QR_b(t) = QR_b(t_0) \times \exp [-(1-K1(Rb)) \times (t-t_0)] \quad (1.51)$$

Le premier terme $K1$ correspond donc au coefficient de récession alors que le second terme $K2$ s'assimile à un coefficient de recharge.

Ce qui permet de retrouver la loi de tarissement des nappes proposée par Maillet, en l'absence de recharge, avec :

$$\ln [1-K1(Rb)] = - \alpha Rb \quad (1.52)$$

Le coefficient $K1(Rb)$ est déterminé par ajustement de la loi de décroissance des débits en dehors des périodes de crue : $\ln [1 - K1(Rb)] = - \alpha Rb$.

Le coefficient $K1(Ri)$ est déterminé par ajustement de la loi de décroissance de $Q_t - QR_b$ en dehors des épisodes turbides, c'est-à-dire hors des périodes pendant lesquelles R_s est contributif. On obtient :

$$\ln [1-K1(Ri)] = - \alpha Ri. \quad (1.53)$$

Enfin, les coefficients $K2(Rb)$ et $K2(Ri)$ sont établis de telle sorte que sur la moyenne annuelle, on obtienne des écoulements par réservoir conformes aux valeurs prédites par la courbe de calibration générale ou fournies par la méthode de décomposition des hydrogrammes utilisant les traceurs physico-chimiques.

5.2.2- Coefficients de vidange et de recharge

Le calage des coefficients hydrologiques suppose l'ajustement des hydrogrammes de crue obtenus par le modèle des traceurs chimiques aux hydrogrammes de crue théoriques obtenus par filtrage des débits. Les résultats présentés (tableau 1.10) font apparaître l'existence de coefficients de recharge d'autant plus grands dans R_i que les contrastes climatiques sont importants. En situation climatique contrastée, la crue est sous l'influence de l'écoulement intermédiaire qui draine l'essentiel des eaux de crue.

Concernant l'écoulement R_b , on note des valeurs très élevées pour les bassins de la Garonne (amont et aval) et du Girou. Cette observation suggère que sur ces bassins, les réservoirs souterrains sont très

réactifs et sont principalement alimentés par la composante de nappe superficielle. Les coefficients de tarissement établis dans Rb pour la Garonne (amont et aval) sont d'ailleurs assez nettement supérieurs aux coefficients de récession observés en dehors des périodes de crue (voisins de 0,03). Cette surestimation, indispensable pour assurer un bilan hydrologique annuel conforme au modèle des traceurs chimiques, serait probablement liée à l'influence des nappes superficielles, comptabilisées avec Rb mais dont les caractéristiques hydrologiques diffèrent de celles de Np, la composante de nappe profonde.

Tableau 1.10- Paramètres hydrologiques caractéristiques obtenus par modélisation : coefficients de vidange (identiques au tableau 1.9), coefficients de recharge K_{Ri} et K_{Rb} et coefficients d'équilibre.

	Coefficient de vidange		Coefficients de recharge		Coefficients d'équilibre	
	α_{Ri} (j ⁻¹)	α_{Rb} (j ⁻¹)	K _{Ri}	K _{Rb}	Q _{Ri} / Q _t	Q _{Rb} / Q _t
Negro	0,012	0,008	0,12	0,04	0,39	0,20
Iça	0,012	0,006	0,11	0,03	0,38	0,20
Jutai	0,019	0,007	0,18	0,04	0,42	0,18
Japurá	0,013	0,009	0,15	0,04	0,46	0,18
Purus	0,033	0,018	0,32	0,10	0,50	0,25
Madeira	0,024	0,013	0,21	0,10	0,40	0,31
Juruá	0,041	0,018	0,39	0,12	0,55	0,30
Solimões	0,024	0,017	0,21	0,08	0,41	0,19
Amazone	0,014	0,007	0,14	0,05	0,42	0,24
Σ Rios	0,021	0,011	0,20	0,07	0,43	0,23
Niger	0,070	0,019	0,55	0,11	0,63	0,25
Girou	0,348	0,061	0,76	0,44	0,76	0,53
Garonne Aval	0,269	0,060	0,79	0,47	0,79	0,57
Garonne Amont	0,545	0,058	0,68	0,46	0,68	0,56

5.2.3- Le point d'équilibre : réflexions sur le transfert d'échelle de temps

Le point d'équilibre correspond à la contribution du réservoir k, notée Q_k/Q_t (éq), pour laquelle la recharge et la vidange s'équilibrent exactement, ce qui est vérifié lorsque :

$$Q_k/Q_t (\text{éq}) = K / [1 - \exp(-30 \times \alpha_k)] \quad (1.54)$$

En deçà de cette valeur, la recharge prévaut et donc Q_k augmente, au-delà, la vidange domine et ainsi Q_k diminue. Pour l'écoulement Rb, les coefficients d'équilibre s'échelonnent de 0,18 pour le Rio Japurá à 0,57 pour la Garonne aval. Pour les bassins soumis à un climat très humide (Japurá, Jutai, Iça, Solimões, Negro), le point d'équilibre est atteint pour des contributions de Rb relativement basses ce qui laisse supposer (1) que le débit de Rb continue à augmenter en conditions très humides (Q_t > 2500 mm/an), situant le débit de saturation de ce réservoir aux alentours de 2500 x 0,2 = 500 mm/an et (2) que l'hydrogramme individuel de Rb et l'hydrogramme de Q_t sont pour ainsi dire en phase, faute de quoi le point d'équilibre afficherait des valeurs très supérieures.

Considérant maintenant les bassins soumis à un climat plus contrasté (Purus, Madeira, Juruá, Niger), on obtient un coefficient d'équilibre plus élevé (entre 0,25 et 0,31) qui correspond à la contribution approximative de Rb à l'écoulement total en période de crue.

Pour les trois bassins versants situés en zone tempérée, les coefficients d'équilibre affichent des valeurs très supérieures (0,53 à 0,57) qui traduisent le déphasage de l'hydrogramme de Rb par rapport à l'hydrogramme de Q_t : le point d'équilibre est donc atteint pendant la décrue. En effet, au moment de la crue, la contribution de Rb à l'écoulement total diminue fortement tandis que son débit spécifique augmente. Puis à la faveur de la décrue, compte-tenu de sa vitesse de tarissement très ralentie, la contribution de Rb réaugmente jusqu'à atteindre le point d'équilibre. Lorsque ce point d'équilibre est atteint, le débit de Rb est maximal ce qui signifie qu'il y a équilibre entre vidange et recharge. Bien entendu, la décrue se poursuivant, la contribution de Rb continue à croître mais par contre le volume écoulé dans Rb régresse. Il est donc permis de positionner sur un hydrogramme de crue le point pour lequel Q_{Rb} culmine.

Dans le cas des grands bassins tropicaux et équatoriaux, le pic de débit de R_b est presque en phase avec le pic de débit total : la recharge des nappes fait intervenir des mécanismes profonds gouvernés par l'état des réserves en eau du sol. Dans le cas des petits bassins versants des zones tempérées, le pic de débit de R_b est décalé par rapport à l'hydrogramme de crue : la recharge des nappes fait intervenir des cheminements plus superficiels qui sollicitent principalement les nappes perchées et les nappes alluviales.

Sur les bassins tempérés, au cours d'un cycle hydrologique annuel, plusieurs crues bien identifiées ont lieu, mobilisant principalement les nappes superficielles. La recharge des nappes profondes, opérant à l'échelle d'une année complète, n'a qu'une influence modeste sur la genèse des crues ponctuelles. Aussi, la caractérisation chimique et hydrologique des nappes profondes ne peut pas être raisonnablement établie sur la base d'une étude de crue dont la durée n'excède pas quelques jours. L'analyse de l'hydrogramme de crue annuel est alors indispensable pour déterminer les propriétés des nappes profondes car des mécanismes rapides et lents se superposent.

Sur les bassins tropicaux et équatoriaux, au cours d'un cycle hydrologique annuel, on observe une crue annuelle bien identifiée, mobilisant à la fois nappes profondes et nappes superficielles. Dans ce cas, il est vraisemblable que les nappes superficielles soient affectées tantôt à R_i , tantôt à R_b . Le protocole d'étude à trois réservoirs permet ainsi une caractérisation chimique et hydrologique satisfaisante des nappes profondes ; par contre, les propriétés des nappes superficielles restent très lacunaires.

Les valeurs obtenues pour R_i représentent la contribution de R_i à l'écoulement restant ($Q_t - Q_{Rb}$) pour laquelle Q_{Ri} culmine. On obtient des résultats qui s'interprètent de la même manière que pour R_b , à savoir que :

- pour les crues annuelles, Q_{Ri} culmine en phase (ou en très léger déphasage) avec Q_t , l'écoulement total ; les valeurs Q_{Ri}/Q_t (ég) obtenues livrent alors la contribution de Q_{Ri} à ($Q_t - Q_{Rb}$) au pic de crue, soit 38% pour le Rio Iça, 55% pour le Rio Jurua et 63% pour le Niger ;
- pour les crues ponctuelles, Q_{Ri} culmine en déphasage par rapport à Q_t et surtout en déphasage par rapport à Q_{Rs} ; les valeurs Q_{Ri}/Q_t (ég) obtenues sont très élevées (de 68% pour la Garonne amont à 79% pour la Garonne aval), indiquant que le débit de R_i culmine pendant la décrue, alors que R_s commence à fléchir (contributif à hauteur de 30% environ).

5.3- Perspectives

En terme de prospective, l'outil hydrologique offre la possibilité de prévoir les composantes d'une crue en se référant uniquement aux fluctuations de débit, relevées à intervalle régulier. Couplé à un modèle géochimique de réservoirs en mélange, dont les caractéristiques sont connues, on parvient alors à prédire et à reconstituer le comportement d'un bassin versant en fonction des oscillations du climat. En terme rétrospectif, le couplage de données hydrologiques et géochimiques permet de confronter les caractéristiques mesurées d'un bassin versant étudié avec les caractéristiques établies par modélisation, après calibration. Les écarts entre les deux s'interprètent alors comme le résultat d'une interférence extérieure, applicable à l'établissement et à la quantification objective d'une perturbation anthropique entre les deux campagnes de calibration.

6- Limites de la méthode

6.1- L'interférence des plaines alluviales

L'analyse des hydrogrammes décomposés fait apparaître, on l'a vu, certaines incohérences. En réalité, dans certains cas, ces incohérences sont liées à l'interférence des plaines alluviales, confondue, selon les cas, avec l'écoulement R_i (fleuves amazoniens) ou R_b (Niger, Garonne).

6.1.1- Montée de crue en eau claire

Considérons le cas de la Garonne amont (figure 1.8). L'analyse croisée de l'hydrogramme et du turbidigramme fait apparaître un fait intéressant : le début de montée de crue, pendant environ 8h, s'opère en eau claire, exempte de particules. Il est donc incontestable que l'écoulement R_s ne

contribue pas à l'augmentation de débit observée et que des processus souterrains sont à l'œuvre. Ce déphasage entre l'onde turbide (différée) et l'onde humide peut être interprétée comme le résultat d'une contribution retardée d'écoulements intervenant à l'amont et d'une contribution rapide de nappes alluviales très superficielles et très réactives.

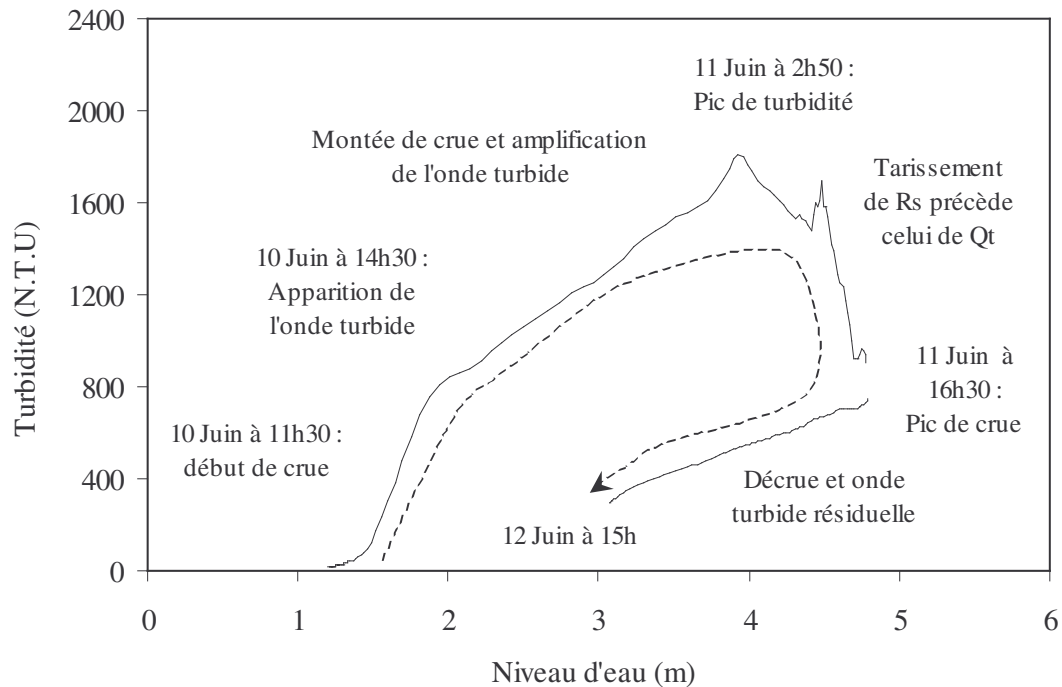


Fig.1.8- Déphasage entre l'onde turbide et l'onde humide au cours de la crue de Juin 2000 à Lacroix Falgarde (bassin de l'Ariège, 3800 km²).

Le rôle de la frange capillaire, souligné par de nombreux auteurs dont Abdul et Gillham (1989), peut se révéler déterminant dans le processus de genèse des crues. Dans ce cas précis, le découpage de l'hydrogramme basé sur des traceurs physico-chimiques (MES et Na) permet une restitution fidèle de la chronologie des événements que n'offrirait pas une approche hydrologique stricte. Toutefois, la composition physico-chimique des nappes alluviales ne correspond ni à Ri ni à Rb tandis que la teneur en sodium se rapproche de la valeur relevée dans Rb. Par conséquent, la montée de crue observée est attribuée à Rb alors que les caractéristiques physico-chimiques de la nappe alluviale divergent de la composition de Rb. La confusion peut être levée en introduisant un quatrième réservoir à écoulement intermittent et d'une grande réactivité hydrologique : le réservoir de nappe alluviale.

6.1.2- L'onde salée du Niger

Considérant le cas du Niger, le début de montée de crue coïncide avec une contribution précoce de l'écoulement de base Rb. A l'évidence, cette chronologie n'est pas cohérente d'un point de vue hydrologique : en début de saison humide, alors que les sols sont encore secs, il est inconcevable que les apports pluviométriques participent à la recharge des nappes. Il est intéressant de noter que cette phase de début de montée de crue se traduit par une augmentation des teneurs en sodium et en chlorures tandis que les autres espèces chimiques en solution tendent à se diluer. Ce schéma suggère que les nappes alluviales situées à l'aval (proches de l'exutoire) sont les réservoirs contributifs en début de saison humide. En réalité, la pluie solubilise les sels formés pendant la saison sèche et favorise le transfert en solution des espèces chimiques dissoutes dans les eaux de percolation. Ces eaux rejoignent les nappes alluviales dont l'expression hydrologique précoce se lit par l'apparition d'une onde salée. La signature géochimique est sans équivoque mais le découpage en 3 réservoirs amène une erreur d'interprétation en affectant l'écoulement de nappe alluviale à Rb. Un quatrième réservoir doit être introduit pour tenir compte des spécificités physico-chimiques occasionnées par sa contribution précoce.

6.2- L'interférence de la rivière

La distribution des éléments chimiques dans les réservoirs met en lumière, sous certaines conditions, des incohérences affectant plus particulièrement l'écoulement de base. En réalité, la caractérisation de l'écoulement de base est influencée par des mécanismes biochimiques qui opèrent dans le lit de la rivière. Par convention, la composition de l'écoulement de base est proche de la composition des eaux de rivière à l'étiage, or c'est pendant les basses eaux que l'interférence de la photosynthèse ou de la respiration s'exprime le mieux. Les échanges de gaz (O_2 , CO_2) et de nutriments (SiO_2 , HPO_4^{2-} , K^+ , NO_3^-) modifient le budget de la rivière, alimenté par la vidange des nappes.

6.2.1- Les échanges de gaz

Les échanges de gaz sont influencés par la vie biologique qu'abrite le lit des rivières. L'observation de la Garonne à la station de Toulouse fait apparaître des oscillations diurnes d'oxygène dissous et de pH (figures 1.9a et 1.9b) qui sont le reflet d'une activité biologique intense. L'oxygène dissous culmine en fin de journée en même temps que le pH qui peut présenter des écarts supérieurs à 0,5 unité entre le soir (où le pH est maximum) et l'aube (où le pH est minimum).

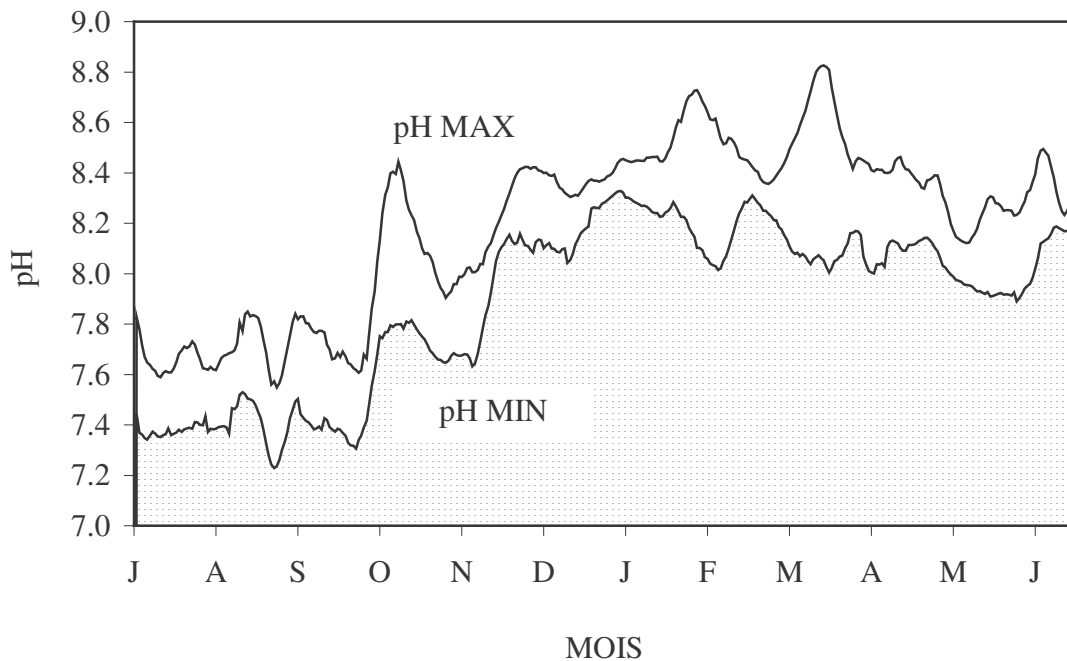


Figure 1.9a- Fluctuations saisonnières de pH au cours d'un cycle hydrologique annuel. Distinction de pH max et pH min établis sur des moyennes hebdomadaires (Garonne, station de Toulouse, 10 000 km², données extraites de la base de données LDE 31).

Ces oscillations de pH traduisent les échanges de CO_2 entre la rivière et son lit. Au cours de la journée, la photosynthèse domine : l'oxygène s'accumule, dépassant parfois la saturation alors que le CO_2 est puisé. Il en résulte une alcalinisation des eaux. En cas d'eutrophisation, le pH augmente fortement pendant la journée, pouvant dépasser 9,0 dans les situations extrêmes. En l'absence de lumière, la photosynthèse s'interrompt et la respiration devient le mécanisme dominant. L'oxygène accumulé pendant la journée est utilisé pour oxyder la matière organique de sorte que la teneur en oxygène chute en même temps que le CO_2 augmente. Ce relargage de CO_2 favorise la diminution du pH qui affiche sa valeur minimale en fin de nuit, avant que la photosynthèse ne reprenne.

Lorsque le débit augmente, l'interférence de la rivière s'atténue. L'observation des variations d'oxygène dissous sur l'Amazonie illustre parfaitement cet effet de dilution. En effet, la teneur en oxygène dissous est relativement faible pendant la montée de crue, bien que la turbulence soit propice à l'oxygénation des eaux et au contraire l'oxygène dissous culmine pendant les basses eaux bien que

l'agitation soit faible. Cette situation résulte d'un contrôle biologique : lorsque les eaux sont turbides, l'activité photosynthétique est réduite par manque de lumière alors que lorsque les eaux sont claires, ce qui s'observe en période d'étiage, la photosynthèse opère pleinement. La traduction chimique de l'activité photosynthétique est discrète pendant la décrue, bien que les eaux soient claires mais au fur et à mesure que le débit régresse, la signature biologique devient de plus en plus perceptible.

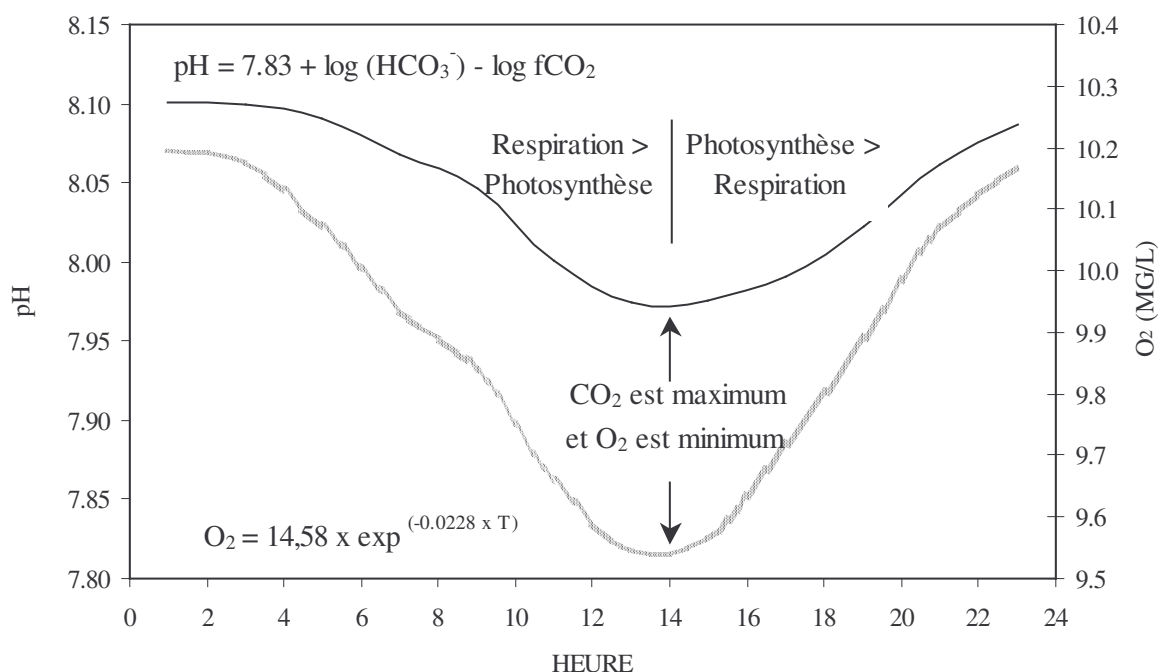


Figure 1.9b- Variations diurnes de pH et O₂ (valeurs moyennes annuelles) sur la Garonne amont (station de Toulouse, 10 000 km², données extraites de la base de données LDE 31).

6.2.2- Les échanges de nutriments

L'exemple du Girou illustre parfaitement les mécanismes d'échanges de nutriments. Au moment des blooms phytoplanctoniques, la teneur en silice est largement réduite, traduisant sans équivoque la ponction de silice par les diatomées. Les algues absorbent abondamment cet élément qui contribue à la formation de leur enveloppe siliceuse de sorte que la silice dissoute se retrouve en phase particulaire. De la même manière, en même temps que le débit diminue, la teneur en nitrates chute : le temps de résidence dans la rivière gouverne la cadence de prélèvement des plantes aquatiques et des algues. Plus le débit est faible, plus le temps de résidence est long et plus le prélèvement de nitrates est efficace. Le résultat est que les eaux d'étiage sont peu concentrées en nitrates alors que les nappes en contiennent en plus grande quantité. L'interférence de la rivière modifie le message chimique des nappes qui ne pourra être décrypté qu'en dehors des basses eaux, quelques jours après une crue, par exemple. Les teneurs en carbone organique et leur ventilation sous forme dissoute (DOC) ou particulaire (POC) sont, dans certains cas, à relier aux mécanismes de dégradation-réorganisation dans la rivière. Sur la Garonne, par exemple, la teneur en carbone organique dissous est élevée pendant l'étiage ce qui est attribué à une contribution de nappes bien pourvues en DOC. En réalité, des tests d'incubation réalisés sur des échantillons d'eau (Veyssy *et al.*, 1996) démontrent qu'une distinction doit être faite entre la fourniture des sols (DOC allochtone) et la production interne de la rivière (DOC autochtone). La fraction allochtone se révèle plutôt stable tandis que la fraction autochtone est beaucoup plus labile. Lors des épisodes de bloom phytoplanctonique, le DOC autochtone est la fraction dominante de sorte qu'au cours de son parcours dans la rivière, la dégradation-réorganisation opère pleinement. Une partie du DOC facilement dégradée fournit du CO₂ qui participe à la production de la biomasse algale par photosynthèse : la fraction dissoute contribue indirectement à l'augmentation de la fraction particulaire.

6.3- La composition des nappes

Le modèle à trois réservoirs fait état d'un seul compartiment de nappe à composition constante. Cette hypothèse de calcul n'a pu être validée ni d'un point de vue hydrologique ni d'un point de vue géochimique. En réalité, lorsque cela est possible, une distinction doit être faite entre le réservoir de nappe profonde N_p , très concentré et à vidange lente, et le réservoir de nappe superficielle N_s , plus dilué et à vidange plus rapide.

6.3.1- L'écoulement de nappe profonde

L'écoulement de nappe profonde N_p correspond à la vidange lente d'un réservoir profond qui alimente seul la rivière en cas d'étiage sévère. Ce réservoir ne s'exprime jamais seul dans le cas des bassins équatoriaux dans la mesure où les eaux d'étiage résultent d'un mélange à proportion variable des deux réservoirs N_s et N_p . Lorsque le climat est plus contrasté, avec une saison sèche bien individualisée et suffisamment persistante, le tarissement de l'écoulement de nappe superficielle N_s intervient de sorte que N_p contribue seul à l'écoulement de rivière.

Le cas du Niger et du Girou illustrent parfaitement cette situation. D'un point de vue hydrologique, la décroissance des débits s'opère régulièrement, influencé par la vidange du réservoir hypodermique et finalement relayé par celui des nappes superficielles. Lorsque les nappes superficielles sont taries, la décroissance est ralentie et se stabilise autour d'une valeur critique qui correspond au coefficient de tarissement des nappes profondes.

6.3.2- L'écoulement de nappe superficielle

L'écoulement de nappe superficielle N_s correspond à la vidange rapide d'un réservoir de surface qui contribue au débit de décrue pendant une période limitée. Cet écoulement N_s est l'expression hydrologique de nappes perchées ou de franges capillaires ponctuellement contributives par la recharge des aquifères. La recharge est rendue possible lorsque les réserves du sol saturées assurent un continuum entre réserve hydrique et réserve hydrologique.

6.4- Les mécanismes de crue

6.4.1- Une charge solide exacerbée

Lors des crues exceptionnelles, sur les bassins de petite dimension, la charge solide peut ponctuellement dépasser la charge solide affectée au ruissellement R_s . Cette observation démontre que l'écoulement R_s résulte du mélange de deux réservoirs distincts dotés de caractéristiques différentes : un ruissellement de fond de vallée et un ruissellement de versant. Le ruissellement de fond de vallée opère lorsque le sol est saturé en eau, au niveau des zones contributives : les particules de terre sont peu mobilisées en raison d'une topographie plate. Le ruissellement de versant opère au niveau des interfluves, sur les secteurs pentus : les particules de terre sont fortement mobilisées et génèrent une érosion mécanique intense.

En période de crue, le ruissellement s'enclenche au niveau des zones de bas-fond qui contribuent en premier à la montée des eaux. Au fur et à mesure que la crue s'amplifie, on observe une extension des zones actives qui gagnent les versants devenant ainsi progressivement contributives. L'eau de pluie qui ne peut pas s'infiltrer ruisselle au niveau des chenaux jusque-là asséchés de l'amont et des zones de crête. Un continuum hydrologique latéral se forme et assure le transfert des eaux de ruissellement vers le cours d'eau. En raison du gradient hydraulique, le ruissellement de versant produit un écoulement rapide qui accentue l'ablation du sol. Aussi, le long d'un hydrogramme de crue, le ruissellement de versant doté d'une charge solide forte se substitue progressivement au ruissellement de fond de vallée dont la charge solide est plus faible. L'hypothèse d'un ruissellement unique à composition constante n'est donc pas acceptable dans le cas de petits bassins sur les crues de forte amplitude. Au chapitre 4 consacré à l'étude de la Garonne et du Girou, une méthode de subdivision du ruissellement R_s en deux composantes est proposée pour tenir compte des pics de turbidité relevés lors des fortes crues.

Notons que sur les bassins de grande dimension ($> 50\,000\text{ km}^2$), la contribution du ruissellement de versant ne concerne pas l'ensemble du bassin mais seulement quelques zones localisées, exposées ponctuellement à des pluies exceptionnelles ; dans ce cas, l'hypothèse d'un ruissellement unique à charge solide constante est acceptable.

6.4.2- Une minéralité excentrique

Lors des épisodes de crue d'amplitude moyenne ou forte, sur les bassins à dominante calcaire, l'eau de rivière se caractérise par des teneurs en Ca^{2+} et HCO_3^- très supérieures aux valeurs observées en période de basses eaux. Ce renforcement de la minéralité incrimine l'écoulement intermédiaire Rb.. De manière systématique, on s'aperçoit que la minéralité des eaux est plus forte après la crue qu'avant. Avant la crue, l'écoulement Rb est alimenté par les nappes profondes et les nappes alluviales, seules contributives au débit d'étiage. Au cours de la crue, l'infiltration des eaux favorise l'écoulement de sources intermittentes : nappes perchées, réseaux karstiques. Il semblerait que la dissymétrie relevée soit liée à la contribution ponctuelle de réseaux karstiques au niveau desquels se concentrent Ca^{2+} et HCO_3^- en raison d'un long temps de résidence.

6.5- L'organisation spatiale des bassins

L'organisation spatiale du bassin versant peut, dans certaines conditions, brouiller la lecture géochimique attendue du modèle de découpage. L'organisation latérale du bassin versant prévaut sur l'organisation verticale des sols. Les contrastes entre l'amont et l'aval, d'un point de vue climatique, géologique ou morphologique offrent les exemples les plus significatifs. L'exemple du bassin de la Garonne amont, fortement influencé par la fonte des neiges, offre un cas exemplaire.

En effet, les variations saisonnières de pH sur la Garonne amont sont peu conformes à la logique géochimique attendue. On observe une forte diminution de pH pendant la période estivale d'étiage et une remontée significative pendant l'hiver hydrologique. Le modèle à 3 réservoirs interprète ces fluctuations comme le résultat d'un mélange de réservoirs à pH distincts : l'écoulement de base Rb, dominant en période d'étiage, aurait donc un pH plus acide que l'écoulement intermédiaire Ri dont la contribution est maximale pendant l'hiver. En réalité, de Mars à Août, l'écoulement de base Rb est largement alimenté par la fonte des neiges qui produit des eaux faiblement minéralisées et donc relativement acides. Pendant l'hiver hydrologique, les secteurs molassiques de la plaine toulousaine déchargent leurs réserves hydriques, très minéralisées mais aussi très alcalines tandis que les secteurs pyrénéens les retiennent sous forme de manteau neigeux. Les variations de pH dans les eaux de la Garonne amont ne doivent donc pas s'interpréter comme le résultat d'une stratification verticale des sols mais plutôt comme le résultat de contributions régionales différées dans le temps. A l'évidence, la lecture géochimique du fonctionnement des sols ne peut être conduite qu'à l'exutoire d'un bassin relativement homogène. L'étude du bassin du Girou offre ces conditions.

6.6- La composition constante des réservoirs : contre-exemple

L'observation des variations de concentrations en nitrates sur le Girou, au cours de deux crues distinctes (figures 1.10 a et 1.10b), met en évidence une répartition variable dans le temps de cet ion entre les différents réservoirs identifiés. Au cours de la crue de Février 1984, la concentration des nitrates est inversement corrélée au débit. La concentration minimale en nitrates est observée pendant la montée de crue puis augmente alors que la pointe de crue n'est pas encore atteinte. Les observations réalisées au cours de la crue de Mai 1984 sont en parfaite contradiction avec celles de Février 1984. La concentration des nitrates augmente en même temps que le débit augmente ; le pic de la teneur en nitrates coïncide avec le pic de débit. Cela suggère que la distribution des nitrates dans les réservoirs n'est pas constante d'une période à l'autre. Il serait vain de chercher à ajuster un modèle de réservoir à composition constante pour décrire les transferts de nitrates.

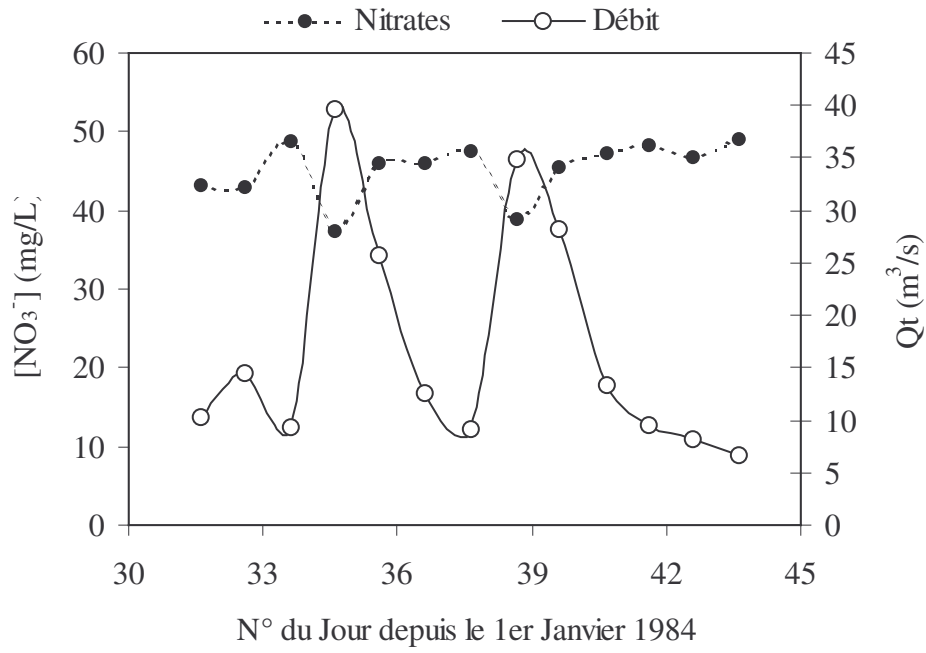


Figure 1.10a- Comparaison entre les fluctuations de teneurs en nitrates et les variations de débit total (bassin du Girou, Février 1984)

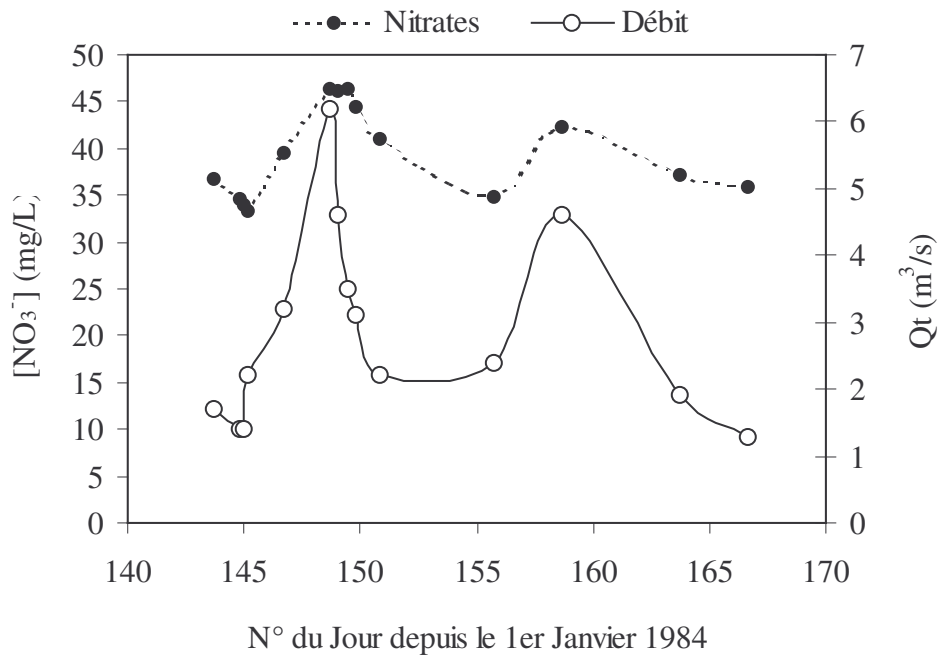


Figure 1.10b- Comparaison entre les fluctuations de teneurs en nitrates et les variations de débit total (bassin du Girou, Mai 84)

Chapitre 2- Niger amont.

Erosion et dynamique des sols.

Un contrôle périodique de la qualité des eaux sur 85 échantillons répartis au cours de 3 cycles hydrologiques (1990-93), sur le bassin du Niger amont, à l'exutoire de Bamako (Mali), a permis de calibrer un modèle de fonctionnement du bassin à partir de la décomposition de l'hydrogramme. L'identification de trois réservoirs primaires Rs, Ri, Rb n'offre peut-être pas une qualité descriptive suffisante pour permettre l'élaboration d'un modèle de prévision des réactions de l'environnement face aux oscillations du climat. La détermination de deux réservoirs supplémentaires améliore la représentativité du modèle, d'un point de vue descriptif et interprétatif. Il s'agit en premier lieu de l'écoulement rapide Rr qui correspond à la contribution précoce des plaines alluviales, confondu jusque là avec Rb. Il s'agit en second lieu de la décomposition de Rb en deux composantes pour tenir compte de la stratification des nappes et de leurs caractéristiques distinctes : l'écoulement de nappe superficielle Ns à vidange rapide est séparé de l'écoulement de nappe profonde Np, plus concentré en solution et dominant lorsque l'étiage persiste.

La qualité descriptive du modèle ainsi établie se révèle très satisfaisante, offrant une interprétation hydrologique simple aux variations observées sur la composition physico-chimique des eaux du fleuve. La cohérence des résultats obtenus est analysée, d'un point de vue hydrologique et d'un point de vue géochimique, permettant notamment de mettre en évidence l'influence combinée du climat et de l'activité biologique des plantes sur la distribution des éléments entre chacun des 5 réservoirs.

La validation statistique, hydrologique et géochimique ouvre des perspectives encourageantes et permet d'aborder avec confiance le bilan de l'érosion. L'attention est particulièrement portée sur l'analyse des liens entre le rythme de consommation du CO₂ et le relargage de silice. La composition des minéraux soumis à l'altération et contribuant à la minéralité des eaux a pu être reconstituée réservoir par réservoir, offrant une vue détaillée des mécanismes participant à l'érosion chimique et à la formation des sols.

La méthodologie, appliquée avec succès sur le bassin du Niger, constitue un outil stratégique fiable à partir duquel l'analyse détaillée du fonctionnement de bassins versants doit être conduite, quelque soit l'échelle de temps ou d'espace. Le modèle qui en découle témoigne d'une aptitude à prédire la réponse hydrologique et géochimique d'un bassin versant soumis naturellement à des fluctuations climatiques pluriannuelles, saisonnières ou fugitives.

1- Présentation du bassin du Niger amont

L'hydroclimatologie et la morphologie du bassin du Niger amont (Guinée et Mali) ont été étudiés par Brunet-Moret *et al.* (1986) et Orange (1990). Plus récemment, Boeglin et Probst (1996, 1998), Boeglin et Tardy (1997), et Boeglin *et al.* (1997, 1998) ont complété la caractérisation hydrochimique de ce bassin par l'analyse d'échantillons d'eaux prélevés bimensuellement de Janvier 1990 à Juillet 1993.

1.1- Caractéristiques géographiques

Le bassin versant du Niger amont couvre, à l'exutoire de Bamako, une superficie de 117 000 km² qui s'étend entre 8°35' et 12°40' de latitude nord et entre 7°35' et 11°30' de longitude ouest. Il est limité au nord par le plateau Mandingue, à l'ouest par le Fouta Djallon et au sud par les monts Nimba.

Le bassin est drainé par un réseau hydrographique en éventail constitué de cinq branches que sont le Niger, grossi par son affluent rive droite le Mafou, le Niandan, le Tinkisso et le Milo. La Sankarani qui draine la partie est du bassin rejoint le cours principal en aval de Siguiri. Le Niger prend sa source à 800 m d'altitude, à la frontière de la Guinée et de la Sierra Leone. Dans sa partie amont, le Niger reçoit la contribution de rivières issues de la partie méridionale du Fouta-Djallon. Cette zone se caractérise par une pente relativement forte (7,5 m / km) qui explique l'amplitude des crues à l'amont de Kouroussa.

La longueur du cours principal est de 850 km. Sur la partie amont, la pente moyenne est de 1,2 m/km sur 600 km puis se stabilise autour de 12 cm/km sur la partie aval parcourue sur 250 km.

Tableau 2.1- Caractéristiques du réseau hydrographique du fleuve Niger (d'après Orange, 1990)

Cours d'eau	Exutoire	Superficie (km ²)	Longueur (Km)	Altitude (m)		Dénivelé (m)	Pente moyenne (m/km)
				maxi	mini		
Niger	Kouroussa	18600	415	800	360	440	1,06
Niandan	Confluence	12700	365	700	360	340	0,93
Milo	Confluence	13500	490	1050	350	700	1,43
Tinkisso	Confluence	19800	620	983	340	640	1,03
Niger	Siguiri	67600	600	1050	340	710	1,20
Sankarani	Confluence	35500			330		
Niger	Bamako	117000	850	1050	320	730	0,85

1.2- Géologie

Dans la partie méridionale, le socle daté du Birrimien est dominé par les granites (58%) et les graywackes (3,6%). Les micaschistes couvrent plus particulièrement la partie septentrionale du bassin (Bessoles, 1977 ; Milesi *et al.*, 1986 ; Bassot *et al.*, 1981). Les grès du Cambrien et de l'Ordovicien, localisés principalement sur les plateaux du Mandingue, concernent moins de 2,3% de la superficie du bassin. Par ailleurs, on note l'intrusion de coulées de dolérites plus récentes (permo-trias) résultant de mouvements de distension pendant l'ouverture de l'océan Atlantique. La composition de la roche-mère moyenne est déterminée en portant le taux d'affleurement de chaque type de roche rencontré (fréquence) et en affectant une composition pondérale moyenne. En moyenne, la roche-mère peut être assimilée à un granite riche en quartz à dominante calco-sodique avec des roches sédimentaires à base de grès et une faible proportion de dolomies. On note enfin l'absence d'évaporites.

1.3- Sols

Le bassin du Niger amont correspond à une zone de latéritisation. Les formations superficielles sont formées de sols ferrallitiques à l'amont de Siguiri tandis que les sols ferrugineux tropicaux dominent à l'aval. La répartition de ces types de sols, définie par Pédro (1968), traduit une intensité d'altération d'autant plus forte que le climat est humide. La répartition latérale des couvertures de sols est non seulement sous le contrôle du climat (climosequence) mais aussi des variations locales de pente qui gouvernent la drainance des terrains (toposequence). A ce titre, on note plus particulièrement l'existence de gibbsite sur les plateaux et les versants où la circulation des eaux est encouragée. Les ferricrètes et les cuirasses bauxitiques coiffent d'épais profils latéritiques au niveau desquels la kaolinite constitue le minéral secondaire principal. Au niveau des plaines alluviales, l'existence de smectites a été détectée. Sur le bassin du Niger amont, les trois principaux processus d'altération : allitisation, monosiallitisation et bisiallitisation sont à l'œuvre (Maignien, 1958 ; Boulet, 1978 ; Bardossy et Aleva, 1990 ; Boulvert, 1992 ; Tardy, 1993 ; Tardy et Roquin, 1998).

1.4- Végétation

La couverture végétale décroît du sud au nord. On distingue schématiquement deux parties séparées par la latitude 10°30'N. Au sud de cette ligne s'étend la savane boisée guinéenne type qui présente une densité d'arbres assez élevée et un tapis herbacé particulièrement important. En altitude, la savane boisée laisse place à des surfaces souvent dénudées, parfois recouvertes de graminées et offrant une sensibilité accrue à l'érosion mécanique. Au nord de la ligne 10°30'N, la savane arbustive se substitue à la savane boisée. C'est la zone du baobab et du karité, les cultures dominantes sont le manioc et l'arachide. La riziculture est très développée dans les plaines d'inondation. Dans le nord du bassin, au-delà de l'isohyète 1000, apparaissent les premiers épineux ; le tapis de graminées est moins dense, exerçant un freinage peu efficace contre les transports solides.

1.5- Climat

Dans le contrefort septentrional, le climat est marqué par une pluviosité forte ($P > 1500$ mm/an) et des contrastes climatiques saisonniers relativement modérés : l'amont est soumis à un climat guinéen forestier. Au nord d'une ligne Siguiri-Sakasso, le bassin du Niger est sous l'influence du climat soudanien qui se distingue du climat guinéen par une pluviosité plus faible ($P < 1500$ mm/an), une saison sèche plus longue et plus aride.

La distribution des climats est réglée par le déplacement saisonnier de masses d'air qui balaient la région. Au nord, l'air continental tropical très sec descend du Sahara tandis qu'au sud remonte de l'air équatorial maritime, appelé mousson, alimenté par l'anticyclone de Sainte-Hélène. Ce dernier correspond en réalité à une agglutination anticyclonique (Leroux, 1996) mise en mouvement par les masses polaires réactivées au moment de l'hiver austral. La trajectoire des anticyclones mobiles polaires devient plus septentrionale et provoque la remontée vers le nord de la mousson qui envahit tout le bassin du Niger en Juillet-Août. Le front inter-tropical, correspondant à la ligne de contact des deux masses d'air, se déplace du 8° parallèle au mois de Janvier (extension maximale de l'anticyclone saharien) jusqu'au 20° parallèle courant Août (extension maximale de la mousson). A l'inverse, pendant l'hiver boréal, l'anticyclone saharien mis en mouvement par le déplacement de l'anticyclone des Açores, descend vers le sud et prévient l'incursion de masses d'air humides porteuses de pluie. Dans la zone de l'harmattan, les précipitations sont quasiment absentes d'Octobre à Avril.

1.5.1- Température

La température croît assez régulièrement du sud au nord : de 25°C à Macenta ($8^{\circ}32'\text{N}$) jusqu'à $28,5^{\circ}$ à Bamako ($12^{\circ}38'\text{N}$). Les variations de température sont gouvernées par deux influences combinées :

- les variations d'incidence des rayons solaires qui conduisent à une saison plus froide pendant l'hiver boréal et une saison plus chaude pendant l'été boréal ;
- le rafraîchissement lié à la pluviosité donne lieu à un minimum pendant la saison des pluies sur les zones plus proches de l'équateur. Par ailleurs, l'écart diurne est considérablement atténué pendant la saison humide.

Prenant la station de Siguiri, les températures maximales culminent en fin de saison sèche (35°C) en Mars-Avril, décroît avec l'arrivée de la mousson jusqu'à atteindre un minimum (29°C) en Juillet-Août. Les températures minimales culminent également en fin de saison sèche ($T_{\min} = 24^{\circ}\text{C}$) mais par contre le minimum s'observe au milieu de la saison sèche ($T_{\min} = 13^{\circ}\text{C}$) en Janvier. L'écart diurne est maximal pendant la saison sèche ($T_{\max} - T_{\min} = 19^{\circ}\text{C}$), en l'absence d'humidité apte à maintenir la chaleur et minimal pendant la saison humide ($T_{\max} - T_{\min} = 8,5^{\circ}\text{C}$) pour les raisons inverses : nébulosité diurne contrant les radiations solaires et restituant la chaleur pendant la nuit.

Les fortes températures de la saison sèche provoquent une évaporation intense qui accélère le tarissement des écoulements dans la moitié nord du bassin versant.

1.5.2- Pluviométrie

Sur les secteurs les plus méridionaux, la mousson s'étend de Mars à Novembre avec des cumuls pluviométriques supérieurs à 2000 mm/an. En régime guinéen à variante septentrionale, la saison sèche (période avec pluies mensuelles inférieures à 30 mm) s'allonge à 4-5 mois. Le cumul pluviométrique est en moyenne plus faible (1200 à 2000 mm/an). En régime tropical pur (ex : station de Bamako), les premières pluies commencent en Avril précédées de tornades sèches. La saison des pluies débute en Mai, s'intensifie jusqu'en Août puis décline pour finalement s'interrompre courant Novembre. La durée de la saison sèche atteint alors 6 mois.

Au nord de l'isohyète 1100 mm, à la limite entre le régime tropical pur et le régime sahélien, les pluies prennent essentiellement la forme de tornades le long de lignes de grains. Ces pluies souvent très localisées et de courtes durées (10 à 30 min) se caractérisent par de fortes intensités (40 à 80 mm/h) suivies généralement d'une période de traîne pendant laquelle la pluie fléchit (30 min à 2 h). Cette typologie de pluie, en cas de sols peu perméables, peut entraîner un ruissellement important sans que le flux observé (de matériaux solides notamment) localement rejoigne systématiquement le cours d'eau, faute de relais hydrologiques dans le paysage.

2- Méthodologie

Une décomposition de l'hydrogramme en 3 composantes a été proposée au chapitre 1. L'application de ce protocole d'études induit des confusions importantes concernant l'onde salée de montée de crue, confondue avec Rb, et les caractéristiques hydrologiques de ce réservoir Rb, vraisemblablement multi-composantes. C'est de ce constat qu'émerge l'idée selon laquelle Rs, Ri et Rb doivent être sub-divisés, si la précision des analyses et la fréquence d'échantillonnage le permettent. Dans certains cas, Rb peut être décomposé en Ns (nappes superficielles) très réactifs aux variations de débit et Np (nappes profondes) plus faiblement affecté par les mécanismes de décharge et de recharge. On peut raisonnablement s'attendre à ce que Np, prédominant en cas d'étiage prolongé, soit plus concentré en solutés que Ns. Dans d'autres cas, en fonction du climat et surtout de la morphologie des bassins étudiés, l'écoulement rapide Rs peut être décomposé en Rs provenant du ruissellement des versants et Rr alimenté par la vidange des plaines saturées en eau de l'aval. Par ailleurs, il peut être nécessaire dans certaines situations de distinguer dans Ri : l'écoulement hypodermique Rh et l'écoulement de nappe superficielle Ns lorsque les nappes sont particulièrement réactives ou lorsque les plaines d'inondation sont particulièrement étendues. Par conséquent, dans quelques cas idéaux bénéficiant d'un protocole d'échantillonnage adéquat, il est possible d'identifier 5 réservoirs différents : Rs, Rr, Rh, Ns et Np. Le Niger amont offre cette possibilité.

2.1- Identification de Np, l'écoulement de nappes profondes

La définition chimique de Np, l'écoulement de nappe profonde, est relativement facile à établir. Comme cela est fréquemment observé dans les pays tropicaux, à la fin d'une saison sèche de plusieurs mois, le débit est très faible tandis que la teneur en suspensions est nulle ; au point d'étiage maximal (débit le plus faible), la teneur en Na^+ culmine.

Par conséquent, Np est conventionnellement défini par : TSS = 0 et par la teneur en Na^+ maximale relevée au moment des plus basses eaux. Sur de courtes périodes (quelques années) présentant des cycles hydrologiques comparables, la composition chimique des nappes profondes n'est pas modifiée. Cependant, pour des bassins versants situés sur une roche-mère analogue, dominée par les granites, une relation directe peut être établie entre les teneurs en espèces chimiques dissoutes (soit Na^+ et HCO_3^-) et l'indice de concentration des solutions P/D (Pluie / Drainage). Aussi, pour de longues durées (plusieurs décennies) où alternent périodes humides et périodes sèches, la composition chimique de Np peut être modifiée par dilution (recharge > décharge) ou par concentration (recharge < décharge). Le rapport P/D établi sur l'écoulement total reflète le facteur de concentration climatique des solutions des nappes. Sur de courtes périodes, correspondant à la succession de crues à peu près identiques, seul le ratio Ns/Np change. Par conséquent, la composition chimique des nappes (Ns + Np) tend à se diluer en phase humide, et tend à se concentrer (par évaporation) en phase aride. Les résultats présentés plus loin démontrent la validité de cette hypothèse.

2.2- Identification de Rr, l'écoulement rapide

L'écoulement rapide Rr correspond à une décharge précoce des plaines alluviales situées proches de l'exutoire. Lorsque les versants où se produit Rs sont très éloignés de l'exutoire et que les plaines inondables sont très étendues à l'aval, l'écoulement rapide Rr contribue à la montée de crue avant l'arrivée des eaux de Rs. Les conditions de son identification sont donc étroitement dépendantes de la morphologie des bassins étudiés. Cet écoulement a été mis en évidence par Boeglin et al. (1997,1998) sur le bassin du Niger.

Sur les bassins de grande taille, deux cas doivent être distingués, selon le régime climatique. La première catégorie concerne les bassins dotés de zones inondables à l'aval ou de secteurs qui atteignent rapidement la saturation après un épisode pluvieux et qui produisent un écoulement rapide plutôt dilué en espèces dissoutes et particulières. C'est notamment le cas de l'Amazonie pour laquelle Rr, Rh et Ns sont difficiles à différencier. La seconde catégorie concerne les bassins soumis à une saison sèche persistante (Niger, fleuves sahéliens et Méditerranéens) et qui concentrent les sels dans les horizons superficiels du sol par remontée capillaire et par évaporation des nappes alluviales.

Lorsque la saison humide arrive, les plaines alluviales rapidement saturées en eau engendrent un écoulement salé avec des teneurs en espèces chimiques dissoutes qui peuvent dépasser celles relevées dans les nappes profondes Np. Les teneurs en suspensions sont importantes sans toutefois atteindre les valeurs du ruissellement superficiel Rs. Aussi, le découpage en 3 réservoirs, présenté au chapitre 1, induit une confusion portant sur Rb qui est outrageusement surestimé en début de crue ; la recharge des réservoirs profonds ne peut raisonnablement pas précéder celle des réservoirs superficiels. L'introduction de ce réservoir salé Rr corrige cette méprise.

Ainsi, Rr constitue un réservoir très particulier qui ne peut être identifié qu'en cas de contrastes climatiques forts. Sous climat humide, Rr est indissociable de Rh, l'écoulement hypodermique.

2.3- Définition de Rh, l'écoulement hypodermique, et Ns, l'écoulement de nappe superficielle

Rh correspond à un écoulement hypodermique latéral de nappe superficielle, prenant place dans le sol, au-dessus d'un horizon d'accumulation Bt (argiles, oxy-hydroxydes, carbonates) peu perméable et formant une nappe perchée à écoulement temporaire. Distinct de Ns, Rh engendre une érosion mécanique diffuse au niveau des zones d'affleurement de nappes où des éboulements localisés (berges, terrains) se rajoutent à l'action érosive de Rs. La contribution de Rh à l'érosion mécanique dépend étroitement de la morphologie des bassins.

Après infiltration au travers des profils d'altération, l'eau de percolation relativement diluée rejoint le domaine saturé des nappes et contribue au gonflement du débit des aquifères. Cette contribution correspond à l'écoulement de nappe superficielle Ns. Cependant, les deux réservoirs de nappes s'écoulant latéralement, la stratification des réservoirs en terme de composition perdure (Tardy, 1969). Aussi, Ns et Np sont faciles à différencier. Le ratio Ns/Np sur la branche descendante de l'hydrogramme, où les deux réservoirs de nappe se mélangent en proportions variables, dépend de la concentration choisie dans Ns. Par ailleurs, la charge solide dans Ns et Np peut être considérée nulle du fait de la filtration naturelle des eaux souterraines.

3- Analyses chimiques

Les échantillons ont été prélevés deux fois par mois pendant 3 ans et demi (soit 85 échantillons) sur le Niger, quelques kilomètres avant Bamako, pour s'affranchir des interférences urbaines. Les analyses ont été réalisées au laboratoire de géochimie des eaux à Strasbourg (Boeglin et Probst, 1996).

3.1- Relations entre Na^+ et MES : droites de mélange.

En portant MES en fonction de Na^+ , une sorte de cycle annuel apparaît, montrant 6 portions typologiquement différentes (Figure 2.1) :

(1) A B-C, (2) A-C D, (3) D E, (4) E F, (5) F G, (6) G A.

Sur chaque voie, les relations MES-Na ne sont pas parfaitement linéaires à l'exception des voies (2) et (6). Pour ces deux voies, une relation linéaire quasi-parfaite peut être établie entre Na et MES, traduisant une dilution parfaite de deux réservoirs distincts à composition constante. Cette linéarité n'est plus vérifiée dès lors qu'un troisième réservoir se mélange aux deux premiers, ce qui est le cas des voies (1), (3), (4) et (5).

Considérant la voie (1) A B-C, on constate que la teneur en MES augmente alors que les concentrations en Na^+ demeurent élevées mais dispersées. Certains points dépassent même la teneur en Na^+ de A qui représente le pôle hydrologique Np. Cela est interprété comme la contribution d'un écoulement superficiel particulier, appelé Rr, véhiculant des matériaux solides et exportant les sels déposés pendant la saison sèche dans les horizons de sols superficiels des plaines alluviales. La teneur de Na^+ dans Rr a été évaluée à $165 \mu\text{mol/L}$. Après lessivage des sels, la voie (1) rejoint la voie (2) en C. Entre C et D, on observe une relation linéaire stricte entre Na et MES. Le ruissellement superficiel Rs se substitue alors intégralement à Rr. Sur la portion (2) A-C D, la teneur en suspensions MES est évaluée à 225 mg/L , en extrapolant la droite de mélange à $\text{Na}^+ = 20 \mu\text{mol/L}$ et en supposant que

MES = 0 dans Np. Considérant la portion (6) G → A, TSS = 0 pour à la fois Ns et Np tandis que Na^+ est maximal pour Np (146 $\mu\text{mol/L}$) et minimal pour Ns (110 $\mu\text{mol/L}$). Il semble clair que si MES reste constant dans Rr, ce n'est pas le cas pour Na^+ . Aussi, le modèle de réservoirs à contribution variable et à concentration constante ne permet pas une évaluation précise de l'écoulement rapide Rr mais plutôt un réajustement qualitatif du découpage hydrologique en début de crue. Cependant, la contribution de Rr à l'écoulement total annuel est très faible et son identification approximative n'affecte pas véritablement la lisibilité des analyses.

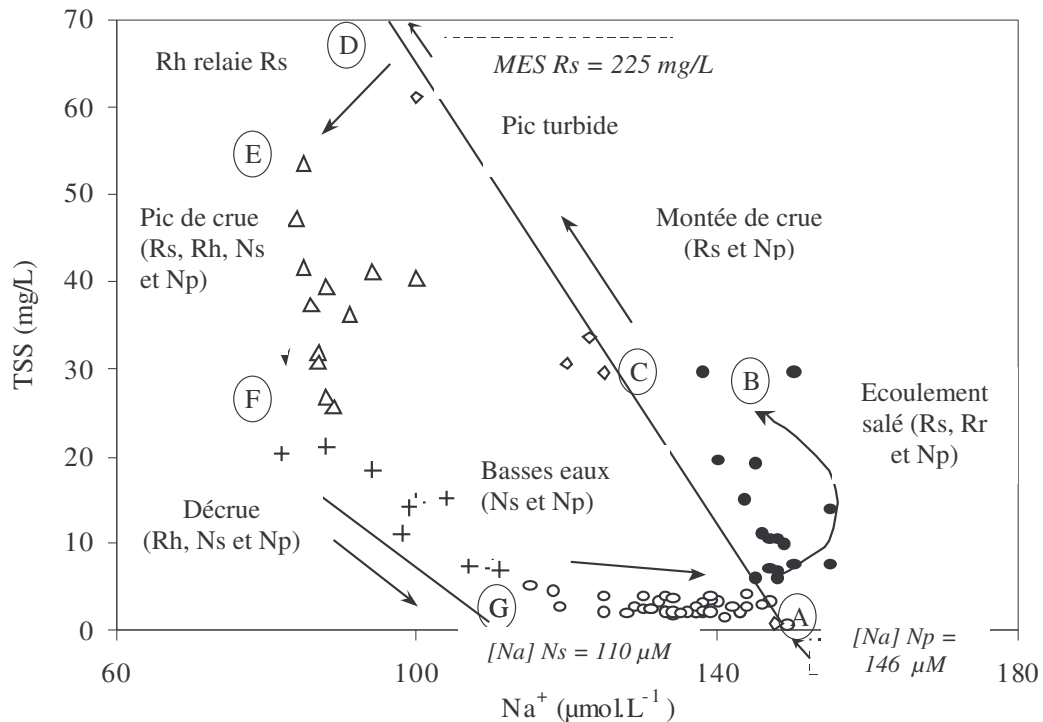


Fig.2.1- Relations entre Na^+ et MES, mesurés sur le Niger supérieur (1990-92) le long des portions A, B, C, D, E, F, G, A. Notons que des relation linéaires strictes sont ajustées pendant la montée de crue (à l'exception de l'onde salée Rr) et la fin de la décrue (G → A), où seuls deux réservoirs (Rs et Np dans le premier cas, Ns et Np dans le second) sont contributifs.

3.2- Distribution des traceurs

- (1) L'écoulement rapide apparaît dès les premiers frémissements de la montée de crue, quelques semaines après le début des pluies. Cet écoulement engendre la dissolution et l'exportation de sels comme NaCl. Très rapidement, la composition de Rr rejoint celle des nappes profondes. Par ajustements successifs, afin de satisfaire les conditions de stabilité de Np (en volume) et d'expression différée de Rs, la composition de Rr a été estimée à :

MES = 70 mg/L et $[\text{Na}^+] = 165 \mu\text{mol/L}$.

- (2) Rr cesse rapidement et est relayé par Rs. La concentration des matériaux solides dans Rs est déduite de la relation linéaire établie entre Na et MES (portion 2) :

$\text{MES} = -1,78 \times \text{Na} + 260$

En supposant $[\text{Na}^+]_{\text{Rs}} = 20 \mu\text{mol/L}$, on obtient $[\text{MES}]_{\text{Rs}} = 260 - 1,78 \times 20 = 225 \text{ mg/L}$.

- (3) La composition physico-chimique des nappes profondes Np correspond à la composition des eaux pendant l'étiage le plus sévère (point A, Fig.2.1), juste avant que l'écoulement rapide salé devienne contributif (échantillons n°5, 25 et 53) : TSS = 0 mg/L et $\text{Na}^+ = 146 \mu\text{mol/L}$.

- (4) Pendant la phase de décrue (portion (6) G → A), lorsque la charge solide est très faible (MES < 5 mg/L), les deux réservoirs de nappes (Ns et Np) se mélangent sans que Rh ne soit contributif. Ns et Np, filtrés au cours de leur cheminement à travers les profils d'altération sont tous les deux caractérisés par des teneurs en suspensions très faibles.

En considérant la portion de l'hydrogramme où seuls Ns et Np sont contributifs (portion (6) G A), il est possible d'ajuster une relation non-linéaire entre Na^+ (ou toute autre espèce chimique) et Qt :

$$[\text{Na}^+] = (\alpha \times \text{Qt} + \beta) / (\gamma + \text{Qt})$$

La teneur en sodium dans Ns est estimée par α correspondant à la valeur limite de Na^+ pour Qt . La teneur en sodium de Np est donnée par le ratio β/γ qui correspond à la valeur limite de Na^+ pour Qt infiniment petit. Par cette approche, on obtient $[\text{Na}^+]_{\text{Ns}} = 110 \mu\text{mol/L}$.

- (5) La contribution de Rh est plus difficile à déterminer. La portion (3) D E constitue la voie la plus favorable pour identifier clairement Rh, en mélange avec Rs et Np. Pour satisfaire à la condition de contribution non-négative, on établit la composition la plus vraisemblable de Rh en Na et MES : $\text{MES Rh} = 25 \text{ mg/L}$; $[\text{Na}^+]_{\text{Rh}} = 20 \mu\text{mol/L}$.

- (6) Considérant les portions (4) E F et (5) F G, l'écoulement résulte d'un mélange de quatre pôles hydrochimiques. Les contributions de ces réservoirs nécessite le recours à un troisième traceur chimique. Le choix s'est porté sur les bicarbonates dont la répartition est la suivante :

Rs : $100 \mu\text{mol/L}$; Rh : $150 \mu\text{mol/L}$; Ns : $230 \mu\text{mol/L}$; Np : $500 \mu\text{mol/L}$ et Rr : $495 \mu\text{mol/L}$.

Cette répartition est établie par ajustement linéaire des concentrations en HCO_3^- sur les portions (1) A B-C, livrant $[\text{HCO}_3^-]_{\text{Rr}}$, (2) A-C D, livrant $[\text{HCO}_3^-]_{\text{Rs}}$, (3) D E, livrant $[\text{HCO}_3^-]_{\text{Rh}}$ et (6) G A livrant $[\text{HCO}_3^-]_{\text{Ns}}$ et $[\text{HCO}_3^-]_{\text{Np}}$ par calage de la relation non-linéaire entre HCO_3^- et Qt. Connaissant la distribution des trois traceurs entre chacun des 4 réservoirs, il est possible de déterminer les contributions de Rs, Rh, Ns et Np sur les portions (4) et (5) au niveau desquelles les quatre réservoirs rentrent en jeu.

3.3- Chemio-hydrographes "progrades" et "rétrogrades".

Les informations fournies par l'approche graphique préfigurent les résultats du découpage hydrologique. De manière schématique, on distingue deux catégories d'éléments : (1) ceux qui se concentrent au cours de leur cheminement souterrain, i.e de Rs à Np et (2) ceux qui, au contraire ont tendance à se concentrer plutôt en surface alors que les eaux souterraines sont plus diluées. Avant de commenter la distribution des éléments établie par le modèle de mélanges, il est intéressant de noter que ces deux catégories d'éléments peuvent être discriminées graphiquement par la lecture qualitative des chémo-hydrographes. Les chémo-hydrographes sont des diagrammes reportant l'évolution de la composition chimique des eaux en fonction du débit. Ces diagrammes comportent deux branches distinctes correspondant à la montée de crue et à la décrue.

Le chémo-hydrogramme de MES est appelé rétrograde, signifiant qu'à débit identique les teneurs sont plus fortes pendant la montée de crue tandis que celui de Na^+ est prograde indiquant à l'inverse que les teneurs sont plus fortes sur la branche descendante de l'hydrogramme (Figures 2.2a et 2.2b). Les conséquences sont importantes dans la mesure où la dissymétrie de concentration entre la montée de crue et la décrue reflète la dissymétrie contributive des réservoirs hydrologiques, plutôt précoce dans le cas de Rr, Rs et Rh, plutôt différée dans le cas de Ns et Np.

Pendant la montée de crue, la teneur en suspensions MES amenée par Rs et dans une moindre mesure par Rh augmente en même temps que Qt (Fig. 2a) : la branche de montée de crue est située au-dessus de la tendance générale. Pendant la décrue, la charge en suspensions décroît en même temps que le débit fléchit mais par contre, la branche de décrue est située au-dessous de la tendance générale. Cette dissymétrie se justifie par le fait qu'à débit égal, Ns et Np exempts de suspensions, produisent un écoulement moins turbide que Rs et Rh qui alimentent plutôt la montée de crue. Les éléments chimiques K^+ , SO_4^{2-} et Cl^- dont les chémo-hydrographes sont également rétrogrades préfigurent une concentration de ces éléments au niveau du réservoir Rs.

Considérant les cycles progrades, le meilleur exemple est fourni par le chémo-hydrogramme de Na^+ . En toute rigueur, le cycle est prograde à partir du point C, en s'affranchissant de l'interférence de Rr. En occultant la portion (1) A B-C, on constate que la branche correspondante à la montée de crue est située au-dessous de la branche de décrue. De manière générale, il ressort que les teneurs en solution diminuent lorsque le débit augmente. De nombreux autres éléments rentrent dans cette catégorie (Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SiO_2), ce qui préfigure la concentration préférentielle de ces éléments au niveau des réservoirs souterrains Ns et surtout Np.

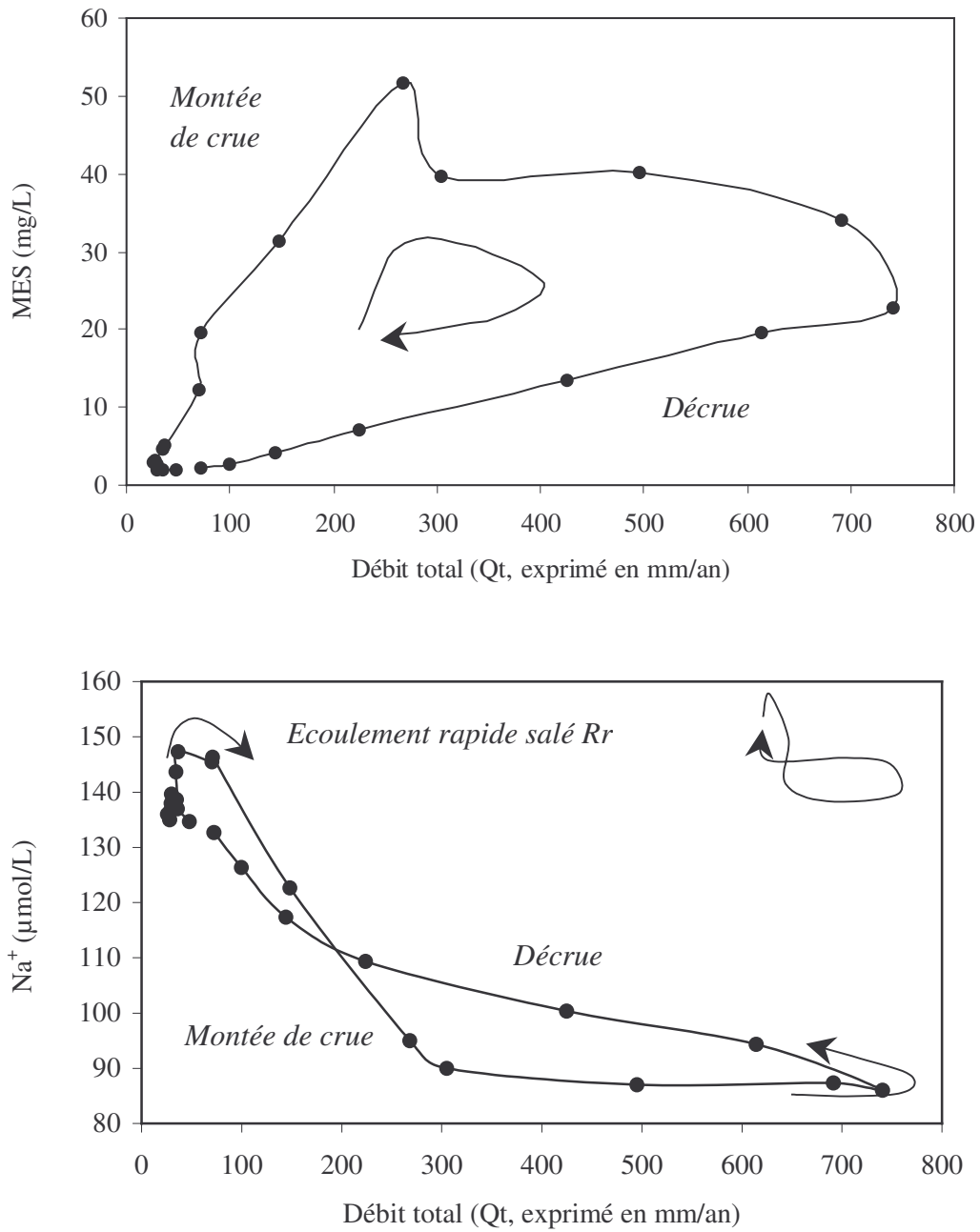


Figure 2.2- Chémio-hydrogrammes : variations concomitantes du débit total (Qt) et des concentrations en suspensions MES (a) ou de Qt et de Na⁺ (b) au cours d'un cycle hydrologique annuel moyen.

Les résultats du découpage hydrologique doivent permettre de restituer les dissymétries relevées sur ces diagrammes.

4- Découpage de l'hydrogramme de crue

Les résultats concernent trois types d'information qui doivent être commentés : (1) la composition chimique de chaque réservoir, (2) la cohérence d'un point de vue hydrologique, et (3) la cohérence générale du modèle et sa capacité à refléter la réalité et à prédire la réaction du bassin versant dans un contexte climatique naturellement variable.

4.1- Composition chimique des réservoirs

La composition chimique de chacun des 5 réservoirs (tableau 2.2) étant établie, un premier test de cohérence est fourni par la mesure de l'équilibre de la balance ionique dans chaque réservoir. En règle générale, la concordance est bonne, malgré un déficit systématique relevé sur la charge anionique.

Dans Rs, l'écart atteint même 50 méq/L. Ce déficit est vraisemblablement imputable à la charge anionique du Carbone Organique Dissous (DOC) qui n'a pas été comptabilisée, faute de mesure directe. On peut également incriminer des erreurs statistiques qui affectent la distribution des anions et des cations dans chaque réservoir.

Schématiquement, les espèces chimiques dissoutes dans les eaux de percolation tendent à se concentrer du haut vers le bas des profils : la distribution des éléments est stratifiée et leur chémiogramme sont de type prograde (Figs 2.2a et 2.2b et Fig. A6, voir annexes). Une progression est observée pour Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- ainsi que pour le pH et SiO_2 . Par contre, d'autres éléments dont le chémiogramme est rétrograde présentent un gradient inverse : leur concentration diminue du haut vers le bas des profils. C'est le cas de MES, mais aussi de DOC, K^+ , Cl^- et SO_4^{2-} , plus concentrés dans Rs et relativement plus dilués dans les réservoirs souterrains profonds. Cependant, dans le premier groupe, certains éléments sont dilués dans les réservoirs intermédiaires (Rh ou Ns) alors que d'autres, comme SiO_2 sont plus concentrés dans Ns que dans Np.

Tableau 2.2- Caractéristiques des 5 composantes de l'écoulement du Niger : espèces dissoutes et charge en suspension, conductivité, DOC et équivalent COO^- (calculé pour équilibrer la balance ionique), pH, log f CO_2 , SiO_2 et indice géochimique d'altération Re.

	MES	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	S^+	S^-	Cond.	DOC	COO^-	pH	Log f CO_2	SiO_2
Rs	225	20	103	28,7	6,0	100	25,4	14,4	192,1	154,2	54,80	8,9	8,5	6,24	-2,66	60
Rh	25	20	2,0	47,8	22,0	150	3,0	0,0	161,6	151,9	4,68	1,1	18,2	7,31	-3,03	214
Ns	0	110	12,4	24,8	35,9	230	6,0	0,97	243,9	237,9	22,76	0,4	30,9	7,37	-3,22	322
Np	0	146	50,0	95,6	66,1	500	10,7	0,95	519,6	512,6	44,27	3,2	4,4	7,55	-3,07	227
Rr	70	165	76,6	100,0	56,4	495	22,6	4,98	554,8	527,6	54,95	3,1	17,9	7,18	-2,60	196

Dans le second groupe de paramètres, le réservoir Np est toujours le plus concentré par action combinée de l'évaporation et de la dissolution. L'écoulement rapide Rr constitue un cas à part, où se concentrent l'ensemble des éléments (à part Mg^{2+} et SiO_2) du fait d'un lessivage de sels solubles formés pendant la saison sèche dans les plaines alluviales. Comme cela sera abordé ultérieurement, le comportement géochimique de SiO_2 et Mg^{2+} dans Np et Rr est contrôlé par la formation de smectite, encouragée par une concentration élevée des solutions.

Tableau 2.3- Bilan hydrologique : pluviosité (P, mm/an), débit total (Qt, mm/an), débits spécifiques des 5 composantes (QRs, QRh, QNs, QNp, QRr, mm/an) et contributions respectives (%) établies sur la moyenne des 3 années hydrologiques 1990-1992 sur le bassin du Niger supérieur.

Année	P	Qt	QRs	QRh	QNs	QNp	QRr	% Rs	% Rh	% Ns	% Np	% Rr
1990	1102	188,6	14,68	36,24	73,17	60,61	3,93	7,78	19,21	38,79	32,13	2,08
1991	905	200,9	15,59	38,55	78,21	64,25	4,26	7,76	19,19	38,94	31,99	2,12
1992	930	198,7	15,40	38,05	77,60	63,43	4,18	7,75	19,16	39,06	31,93	2,10
M	979	196,1	15,22	37,62	76,33	62,76	4,12	7,77	19,19	39,93	32,01	2,10

Faisant abstraction d'intéressantes nuances, qui seront discutées par la suite, ces observations sont en accord avec l'examen qualitatif des chémiro-hydrogrammes. Par ailleurs, la concordance entre les concentrations mesurées et celles prédites par le modèle est très satisfaisante.

La séparation de l'hydrogramme de crue permet d'établir les contributions moyennes annuelles de chaque réservoir à l'écoulement total (Tableau 2.3).

4.2- Fluctuations des contributions des réservoirs et cohérence hydrologique

Le découpage hydrologique, déduit du modèle à 5 réservoirs, est présenté (Fig 2.3). Comme attendu, les hydrogrammes individuels sont décalés par rapport à l'hydrogramme de crue total, justifiant la dissymétrie relevée entre la montée de crue et la décrue. Les différences observées d'une année sur l'autre sont dues aux différences de pluviosité.

4.2.1- Chronologie

Le premier réservoir contributif est l'écoulement rapide Rr, accompagnant l'onde salée (augmentation de Na et d'autres éléments au-delà du point B). Rr disparaît rapidement, relayé par Rs clairement signalé par le pic de conductivité.

Le second, Rs, intervient quelques semaines plus tard (point C, prélèvements n° 9, 36, 60, voir annexe, tableau A4). Le ruissellement superficiel généré à l'amont est mis en évidence par l'apparition d'une onde turbide : la charge en suspensions MES atteint son maximum pendant la phase de montée de crue (portion C D, fig.2.2). Les processus hydrologiques de surface, vecteurs de l'érosion mécanique, apparaît précocement de sorte que l'onde turbide précède l'onde humide d'environ 1 mois. Pendant cette phase, la concentration en Na^+ diminue, atteint un minimum en même temps que l'onde turbide culmine (point D, n° 14, 40, 62). Le réservoir de ruissellement superficiel se tarit très rapidement. Son débit cesse tout juste un mois après la pointe de débit total, délai correspondant approximativement au temps nécessaire pour que les eaux de Rs rejoignent l'exutoire.

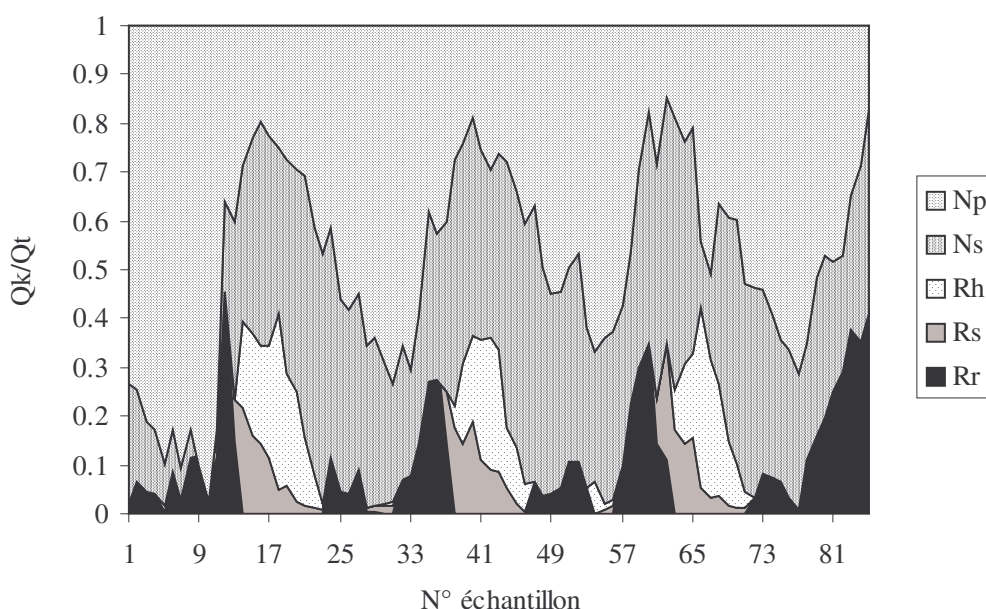


Fig.2.3- Aperçu de la chronologie des processus hydrologiques intervenant sur le bassin du Niger, à l'exutoire de Bamako. Contributions cumulées (Q_k/Q_t) de chacun des 5 réservoirs le long des 3 cycles annuels.

Moins d'un mois après que la montée des eaux ait débuté, le ruissellement hypodermique (Rh) et l'écoulement de nappe superficielle (Ns) augmentent, culminant en même temps que la pointe de crue. A ce moment-là, Rh et Ns alimentent l'essentiel de l'écoulement total puis Rh amorce sa décrue alors que Ns se stabilise avant de fléchir quelques semaines plus tard (point G).

Il faut également souligner que l'écoulement de nappes profondes (Np) culmine quelques semaines après la pointe de crue. A partir du point G, seuls Ns et Np sont contributifs : progressivement, la part contributive de Ns décline au profit de celle de Np. Finalement, à la fin de la saison sèche, Np constitue le seul réservoir contributif, Ns étant tari. A l'évidence, la percolation génère des déphasages entre réservoirs de surface et réservoirs souterrains qui poursuivent leur recharge alors que les premiers se tarissent.

4.2.2- Paramètres hydrologiques des réservoirs

Comme test supplémentaire de cohérence, les résultats quantitatifs de la séparation des hydrogrammes sont exposés. L'ajustement de la loi de Maillet pendant la phase de décrue fournit des valeurs convergentes quelque soit le cycle hydrologique étudié. Au cours de la vidange des réservoirs, la décroissance des débits est décrite par la loi de Maillet (voir chapitre 1). L'ajustement de la courbe de décroissance de chaque écoulement nécessite la détermination du coefficient de vidange αk et du débit spécifique en début de décrue $Qk_{(to)}$ livrant le volume de chaque réservoir $V_k = Qk_{(to)} / \alpha k$. On établit enfin le temps de résidence moyen de l'eau dans chaque réservoir par $t_{1/2}(k) = \ln(2) / \alpha k$. L'ensemble des résultats figure au tableau 2.4, distinguant les ajustements d'un cycle hydrologique à l'autre.

Tableau 2.4- Paramètres hydrologiques ; $Qk_{(to)}$: débit spécifique maximum ; αk : coefficient de tarissement et $t_{1/2}(k)$: temps de résidence moyen des eaux, établis par ajustement de la loi de Maillet sur chaque réservoir, pour 3 cycles hydrologiques consécutifs.

Paramètres	Année	Rs	Rh	Ns	Np
Qk (to) exprimé en mm/an	1990-91	147	371	230	179
	1991-92	135	280	232	148
	1992-93	140	269	205	167
	Moyenne	141	307	222	165
Déphasage de Qk max par rapport à Qt max (t = 0)	1990-91	-30	0	-15	0
	1991-92	-15	+15	0	+15
	1992-93	-15	0	-15	0
	Moyenne	-20	+5	-10	+5
Coefficient de tarissement αk (j^{-1})	1990-91	-0,034	-0,063	-0,027	-0,017
	1991-92	-0,038	-0,064	-0,031	-0,019
	1992-93	-0,030	-0,064	-0,029	-0,018
	Moyenne	-0,034	-0,064	-0,029	-0,018
T 1/2 (jours)	Moyenne	20	11	24	39

Le débit maximum des réservoirs $Qk_{(to)}$ est croissant de Rs à Np, puis viennent Ns et enfin Rh qui produit le débit le plus élevé. Le coefficient de tarissement est le plus fort pour Rh, puis viennent respectivement Rs, Ns et Np. Notons que les deux réservoirs de surface (Rs et Rh) se tarissent rapidement alors que les deux réservoirs souterrains se vidangent plus lentement. Naturellement, le temps de résidence $t_{1/2}$ suit le même ordre : le turn-over est rapide pour Rh (11 jours), plus lent pour Rs (20 jours) et Ns (24 jours) et finalement plus lent pour Np (39 jours). Le processus de vidange dépend étroitement de l'épaisseur des profils et de leur infiltrabilité. A cet égard, la progression entre les trois réservoirs Rs, Ns et Np est parfaitement cohérent.

4.2.3- Discussion

Par certains côtés, Rh et Ns ne présentent pas un comportement si simple. En examinant (tableau 2.5) les décalages de date entre les pics de débit spécifique de chaque réservoir et la pointe de crue de l'écoulement total (valeurs négatives = pic en avance de n jours; valeurs positives = pic différé de n jours), des éléments singuliers ressortent. L'écoulement Ns, par exemple, produit son pic de débit 5 jours avant la pointe de crue alors que le pic Rh intervient 10 jours après. Ce résultat est assez surprenant quand on sait que Ns est de nature strictement souterraine et que Rh fait référence à des processus plus superficiels et donc plus furtifs. Par ailleurs, le tarissement très rapide de Rh ($t_{1/2} = 11$ jours) laisse perplexe.

En fait, les raisons de ces incohérences peuvent être liées à de multiples raisons. Par exemple, la plus vraisemblable serait de dire que Rs est contrôlée par la distribution spatiale des pluies : plus la surface arrosée est importante, plus Rs s'enclenche facilement car les relais hydrologiques dans le paysage sont opérants ; Rh serait plutôt dépendant des quantités de pluie dans la mesure où les transferts latéraux hypodermiques sont faiblement influencés par l'état de saturation des sols mais plutôt par le niveau de stratification des sols ; Ns serait plutôt contrôlé par la morphologie générale du bassin (pente), définissant la part d'eau rejoignant Np et la part évacuée avant de rejoindre les nappes profondes (d'autant plus élevée que le relief est accidenté) . De plus, chacun de ces réservoirs est l'expression chimique de l'organisation morphologique d'un bassin versant où zones de production, zones de transfert et zones de stockage se relaient de l'amont vers l'aval. Or, les processus de surface tels que le ruissellement superficiel se produisent essentiellement au niveau des zones de production, à l'amont tandis que les processus souterrains sont favorisés au niveau des zones de stockage, à l'aval, d'où des décalages temporels pouvant expliquer :

- l'expression différée de Rs par rapport à Rr ;
- l'échelonnement de la vidange de Rs impliquant des aires contributives très éloignées les unes des autres et très éloignées de l'exutoire ;
- l'expression relativement précoce de Ns impliquant des aires contributives relativement proches de l'exutoire ;
- la vidange rapide de Rh liée à la proximité des aires contributives vis-à-vis du cours d'eau et à l'interruption précoce du cheminement hypodermique lorsque la saison humide s'arrête (transition courte en zone sub-sahélienne).

Cependant, compte-tenu des écarts relevés d'une année à l'autre, il est vraisemblable que des erreurs d'appréciation brouillent l'information hydrologique. On peut enfin incriminer l'influence de Rr, dont la faible contribution a été occultée au niveau du bilan hydrologique mais qui amène une confusion sur l'estimation de Rs. Dans cette configuration, un nouveau réservoir à composition variable (pour tenir compte de l'hétérogénéité amont-aval) devrait être proposé. Nous atteignons ici les limites du modèle. C'est l'une des raisons pour lesquelles, en zones humides où Rr n'est pas clairement identifié, il est recommandé de ne pas introduire cet écoulement et de le confondre avec Rs, malgré les quelques approximations que cela induit.

4.3- Cohérence géochimique

Les tests de cohérence géochimique doivent permettre de mesurer la capacité du modèle à reconstituer les concentrations de chaque élément dans l'écoulement total. Considérant pour commencer les concentrations de Ca^{2+} , Mg^{2+} (prograde) et K^+ (rétrograde) : K est., Ca est. et Mg est. désignent les valeurs prédites par le modèle alors que K obs., Ca obs. et Mg obs. sont les valeurs observées (tableau 2.5). Trois stades de l'hydrogramme sont retenus : étiage maximal, contribution maximum de Rs (MES max) et débit maximal. Les différences sont systématiquement inférieures à 10%. En règle générale, on note que Ca^{2+} et Mg^{2+} sont légèrement sur-estimés pendant l'étiage et la montée de crue et au contraire légèrement sous-estimés pendant la décrue. Par contre, K^+ est légèrement sur-estimé pendant la montée de crue et la décrue et sous-estimé pendant l'étiage.

Le test complet réalisé sur l'intégralité des prélèvements ($n = 85$) est présenté, faisant apparaître que la plupart des valeurs calculées sont concordantes avec les valeurs mesurées sur l'intégralité. Les quelques écarts significatifs relevés s'observent en tout début de montée de crue, où l'écoulement Rr est fortement contributif. A l'évidence, l'hypothèse d'un réservoir à composition constante n'apparaît

pas très appropriée pour définir le compartiment Rr dont la composition est par nature, extrêmement variable du fait de l'alternance saisonnière entre précipitation et dissolution des sels. Cela ne remet pas en cause la validité générale du modèle qui offre par ailleurs une qualité descriptive très satisfaisante.

Tableau 2.5- Détermination des contributions des différents écoulements au débit total du Niger. Valeurs calculées à 3 stades caractéristiques de l'hydrogramme total : étiage maximum, MES maximum et débit maximum. Comparaison entre valeurs mesurées et valeurs calculées pour Ca, Mg et K dans les eaux du Niger. Les numéros de prélèvements correspondent à ceux du tableau A4 (annexe)

Année	Débit minimal			Moy	Pic turbide			Moy	Pic de crue			Moy
	1990	1991	1992		1990	1991	1992		1990	1991	1992	
n° échant.	5	31	54	-	14	40	62	-	18	41	66	-
Qt (mm/an)	21	21	27	23	287	544	250	360	671	799	878	783
Rr (%)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rs (%)	0	1	0	1	23	20	27	24	8	13	8	9
Rh (%)	3	3	8	5	17	17	-5	10	35	25	28	29
Ns (%)	1	17	20	13	28	40	48	39	29	34	34	33
Np (%)	95	78	72	82	32	22	29	28	28	29	29	29
Ca ²⁺ estimé	92,4	81,4	77,4	83,7	52,9	46,3	49,8	49,6	51,1	51,0	51,4	51,2
Ca ²⁺ obs.	84	75	73	77,3	47	43	46	45,3	46	47	68	53,7
Mg ²⁺ obs.	64,8	59,1	57,1	60,3	36,9	34,6	35,4	35,6	39,9	38,9	40,3	39,7
Mg ²⁺ obs.	63	56	57	58,7	38	33	35	35,3	43	39	39	40,3
K ⁺ estimé	48,7	42,8	39,2	43,6	42,4	35,9	45,5	41,2	27,1	32,0	28,3	29,1
K ⁺ obs.	49	42	40	43,7	42	33	38	37,7	24	31	26	27

4.4- Dynamique des sols et cohérence conceptuelle du modèle

Dans une séquence normale (prograde) de concentration à l'intérieur des profils d'altération, les solutions sont diluées au contact de l'horizon de surface qui est lessivé. Les solutions se concentrent progressivement au cours de la percolation ($R_s < R_h < N_s$) pour culminer dans les aquifères profonds (N_p). La raison est simple : au fil de l'infiltration verticale et/ou de la circulation latérale de sub-surface, d'une part l'évaporation agit et d'autre part, les quantités de minéraux primaires hydrolysables rencontrées au cours du cheminement des solutions augmente. L'évaporation et la dissolution concentrent les solutions au cours de leur parcours dans les sols. Plus ce parcours est long, plus les solutions sont concentrées. Les concentrations des éléments à cycle dit prograde augmentent donc progressivement de R_s , vers R_h , puis N_s et enfin N_p . En plus de Na^+ et HCO_3^- , les éléments Ca^{2+} , Mg^{2+} et pH suivent la même répartition.

Pendant, certaines interférences biogéochimiques sont susceptibles de perturber le comportement dit "normal", ce qui engendre des comportements singuliers : cycle rétrograde ou pro-rétrograde. La première interdépendance est liée au prélèvement de certains éléments bioactifs par les plantes. Ces éléments sont transférés du domaine racinaire (R_h ou N_s) à la litière drainée par R_s . La deuxième est associée à la distribution inverse de la matière organique des sols, plus concentrée en surface (litière) qu'en profondeur et apte à rétrocéder les espèces chimiques qu'elle recèle : K^+ et SO_4^{2-} sont les deux exemples les plus significatifs. La troisième interférence biogéochimique est liée à l'immobilisation sélective de certaines espèces chimiques, par néoformation de minéraux secondaires tels que les smectites au niveau de réservoirs spécifiques (R_r et N_p). Ces trois mécanismes ne sont pas forcément indépendants.

4.4.1- Prélèvements biologiques

Le ruissellement superficiel est très significativement enrichi en K^+ et SO_4^{2-} dont les teneurs dépassent celles observées dans les nappes profondes ou dans le réservoir salé R_r . Il ressort par ailleurs que ces 2 éléments sont très dilués dans le ruissellement hypodermique R_h . Cela suggère que K et S sont prélevés par les plantes et retournés à la chute des feuilles. Le recyclage peut être accru par les feux de brousse habituellement pratiqués à la fin de la saison sèche pour fertiliser les terres.

4.4.2- Dynamique du carbone organique

Le ruissellement superficiel est le principal vecteur de Carbone Organique Dissous (DOC), où sa concentration atteint 7 mg-C /L. L'accumulation de DOC est associée à la minéralisation de la matière organique. Le DOC est transféré à travers les horizons de sol et diminue progressivement au fur et à mesure que la teneur en matière organique diminue.

Le rythme de minéralisation de la matière organique est apprécié en examinant la fugacité de CO₂, en supposant que l'oxydation du carbone organique des sols est la principale source de CO₂ dans les sols : $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$

La fugacité équivalente de CO₂ observée dans le ruissellement superficiel est environ 10 fois plus forte que celle mesurée dans l'atmosphère ($\log f\text{CO}_2 = -3,5$) et démontre que le recyclage de la matière organique intervient dans les premiers cm du sol. L'oxydation est intense dans l'écoulement rapide Rr ce qui suggère la contribution des nappes alluviales dans le recyclage de la matière organique déposée pendant les phases d'inondation. De manière simplifiée, $f\text{CO}_2$ diminue du haut vers le bas des profils (i.e de Rs vers Np), indiquant qu'en système fermé, CO₂ est utilisé pour permettre l'érosion chimique. Comme attendu, l'essentiel du DOC provient du réservoir superficiel Rs. La litière et l'horizon organique des sols, riches en substances humiques, sont soumis à une minéralisation et une hydrolyse au contact de l'oxygène atmosphérique qui diffuse dans les premiers cm du sol. Les produits du métabolisme du sol sont évacués à condition que la taille des molécules soit compatible avec leur solubilisation dans les eaux et leur transfert sous forme dissoute dans les eaux de drainage. Notons que Rh et Ns sont quasiment dépourvus de DOC d'une part faute de réservoir organique et d'autre part parce que dans ces milieux plus réducteurs (car privés d'oxygène), la polymérisation et la néoformation de substances organiques insolubles sont à l'œuvre. Dans ce cas, les concentrations élevées observées dans les eaux d'étiage (Np majoritaire) sont probablement le fait de production biologique endogène (ou autochtone) permise par la circulation ralentie des eaux de rivière et des conditions de température très favorables au développement de blooms phytoplanctoniques.

Dans le but de tester l'hypothèse formulée sur la polymérisation du DOC en milieu réducteur, les propriétés des molécules de Carbone Organique Dissous ont été estimées en supposant (1) que le déficit récurrent de charge anionique observé dans chacun des réservoirs correspond à la charge du DOC (notée COO⁻) et (2) que C représente 50% du poids moléculaire. L'abondance relative (méq/gC) des fonctions carboxyliques dans les molécules de DOC ont été estimées de la manière suivante :

$$\text{COO}^- (\text{méq/gC}) = (\text{S}^+ - \text{S}^-) / (0,5 \times \text{DOC}) \quad (2.1)$$

Ce paramètre fournit une indication du niveau de polymérisation du carbone organique dissous, influencé par les conditions redox qui contrôlent la solubilisation ou l'insolubilisation de DOC. Cependant, l'abondante littérature sur le sujet (Drever, 1997) montre que le problème peut être résolu en explorant des mécanismes assez complexes. Tardy *et al.* (2001) ont tenté d'établir une relation entre l'état d'oxydation du carbone, l'abondance des radicaux -COOH et le degré de polymérisation des substances humiques. A ce stade de l'étude, il est proposé que les relations chimiques entre carbone organique insoluble et COD obéissent à une sorte de complémentarité dichotomique :

(1)- en conditions très oxydantes, prévalentes en surface (Rs), la décomposition de la matière organique a tendance à former des acides fulviques (AF, peu solubles et faiblement polymérisés par rapport aux autres acides humiques). La transformation libre des molécules organiques hydrosolubles (DOC) relativement condensées et caractérisées par une présence faible de radicaux COO⁻.

(2)- en conditions plus réductrices, prévalentes dans les horizons plus profonds (Rh, Ns), les molécules de DOC ont tendance à se condenser pour former des substances humiques hautement polymérisées (humine insoluble, avec un faible taux d'oxydation du carbone). Néanmoins, le DOC qui demeure en faible concentration est hautement soluble (avec un poids moléculaire bas par rapport aux autres molécules de COD) et se caractérise par une forte présence de radicaux COO⁻.

Cette interprétation, si elle est exacte, valide les observations faites à partir du découpage hydrologique : de Rs à Ns, en passant par Rh, la concentration en DOC diminue alors que la prévalence des radicaux COO⁻ augmente en même temps que le déficit anionique.

Une caractérisation précise des propriétés de DOC, par analyse directe, améliorerait considérablement le crédit qui pourrait être apporté à ces interprétations, fondamentales pour comprendre les mécanismes d'oxydation de la matière organique.

4.4.3- Dynamique de la silice : aperçu de l'altération des silicates

La connaissance de la distribution de la silice dans les réservoirs est une clé d'interprétation du processus d'altération chimique des silicates. Le découpage hydrologique révèle que les concentrations de SiO_2 augmentent de Rs vers Rh puis Ns ; le réservoir de nappe superficielle est le plus concentré. Dans le réservoir de nappes profondes (Np) et le réservoir salé (Rr) de plaines alluviales, soumis à une évaporation intense, la silice et Mg^{2+} sont en partie consommés par la formation de smectites (Tardy, 1968, 1969). Par contre, Rh et Ns sont issus d'environnements bien drainés au niveau desquels l'évacuation de silice est favorisée. Sur la portion superficielle, bien drainée, le chémo-hydrogramme de SiO_2 est prograde et rétrograde sur la partie profonde et confinée. L'indice d'altération géochimique Re (dans l'eau) = $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ (dans les produits d'altération des sols) suggère effectivement que la formation des argiles smectitiques prévaut dans les aquifères profonds et dans les plaines alluviales (Tardy, 1968, 1969, 1971). Ici, le fait que Re est anormalement élevé dans Rs et anormalement faible dans Rh peut être le fait d'un prélèvement de silice par les plantes. Il semble déjà évident que dans le cas d'échanges d'éléments entre réservoirs, la séparation des 3 compartiments incriminés (Rs, Rh et Ns) ne livre pas d'information univoque. La dynamique des sols est intrinsèquement liée aux processus hydrologiques opérant dans le bassin, réglée par les oscillations du climat qui déterminent la part contributive de chaque réservoir à l'écoulement total.

4.5- La question du ruissellement à charge solide constante

Le modèle proposé repose sur le mélange en proportions variables de réservoirs à composition constante. L'hypothèse d'un ruissellement superficiel à charge solide constante est audacieuse et contestée, compte-tenu notamment des expérimentations de terrain démontrant le rôle régulateur du couvert végétal sur la teneur en suspensions du ruissellement superficiel. Or, dans le cas du bassin du Niger amont, comme dans la plupart des zones marquées par de forts contrastes climatiques saisonniers (zone sub-sahélienne, pourtour méditerranéen, Asie centrale, Mexique ...), la végétation ne couvre le sol que par intermittence. Pendant la saison sèche, dans les savanes, la croissance des graminées ralentit, s'arrête et finalement la strate herbacée disparaît à mesure que la sécheresse progresse. Le sol ne bénéficie donc plus de couverture. Au retour de la saison humide, les graines germent et assurent l'installation d'une strate herbacée de couverture qui colonise la surface du sol en quelques semaines. Les conditions de couverture du sol, au même titre que les conditions d'infiltration des eaux de pluie sont donc largement modifiées d'une saison à l'autre. On s'attend donc à obtenir un ruissellement de surface très chargé en suspensions en début de saison humide, période pendant laquelle le sol est nu, et au contraire un ruissellement de surface peu chargé en suspensions en fin de saison humide, période pendant laquelle le sol est recouvert (Picouet *et al.*, 2000).

Dans cette configuration, comment le ruissellement superficiel peut-il être à charge solide constante alors que la couverture des sols, agent de filtration des particules, est variable ?

En réalité, l'approche retenue dans ce chapitre, incriminant deux réservoirs de surface (Rs et Rh), livre d'une certaine façon, la solution du problème. En effet, les deux écoulements Rs et Rh sont en fait les deux composantes fictives du ruissellement total $R1 = Rs + Rh$. En début de saison humide, alors que les sols sont encore nus, la charge solide du ruissellement est assez élevée, proche de 225 mg/L, valeur estimée pour Rs. Cet écoulement Rs domine en début de montée de crue puis au bout de quelques semaines, est relayé par l'écoulement hypodermique Rh. La saison humide se poursuivant, le couvert herbacé colonise le sol et filtre les particules de terre mobilisées par Rs. En même temps, l'infiltration des eaux de ruissellement superficiel est encouragée de sorte que Rh, composante de sub-surface peu chargée en suspensions se substitue à Rs.

En prenant en compte les contributions variables de Rs et Rh à l'écoulement de surface ($Rs + Rh$), et en affectant à chacune des composantes la charge solide déterminée par modélisation (225 mg/L dans Rs contre 25 mg/L dans Rh), on estime la charge solide de l'écoulement de surface $Rs + Rh$:

$$\text{MES } (Rs + Rh) = 225 \times \frac{QRs}{QRs + QRh} + 25 \times \frac{QRh}{QRs + QRh} \quad (2.2)$$

On en déduit les variations de la charge solide de l'écoulement de surface au cours d'un cycle hydrologique complet sur le bassin du Niger, qui reflètent l'influence croissante du couvert herbacé au fur et à mesure qu'avance la saison humide.

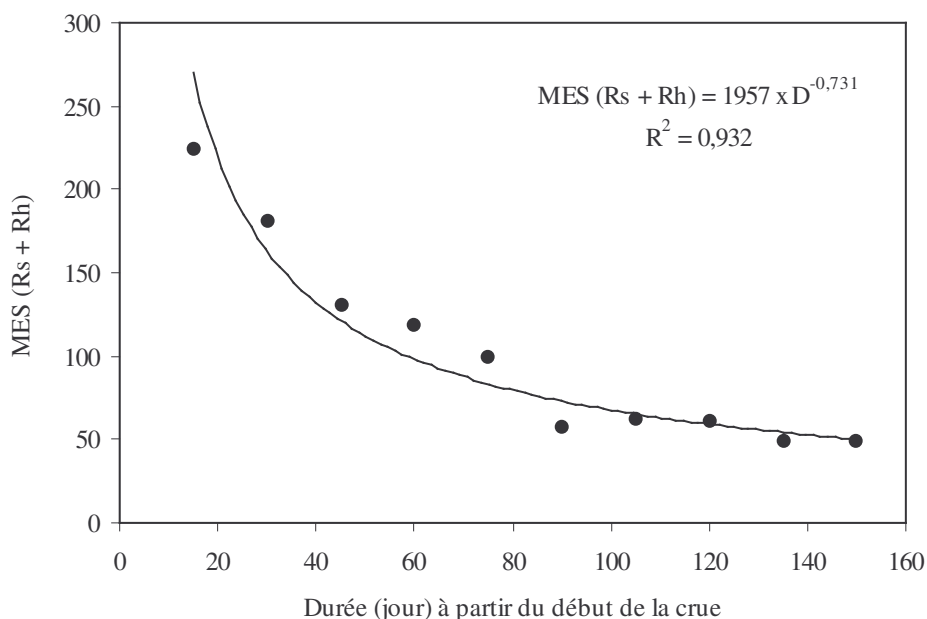


Figure 2.4- Variation de la charge solide dans l'écoulement de surface $R1 = (R_s + R_h)$ en fonction du temps écoulé depuis le début de la montée des eaux.

La figure 2.4 traduit un fléchissement progressif de la charge solide dans $(R_s + R_h)$ au cours de la saison humide. En début de saison humide, la charge solide de $R1 = (R_s + R_h)$ atteint 225 mg/L puis régresse progressivement jusqu'à atteindre la valeur plancher de 50 mg/L au bout de quelques mois. On peut donc considérer que la couverture des sols réduit de près de 80% la teneur du ruissellement en suspensions, ce qui se traduit dans le modèle par un tarissement très précoce de R_s relayé par R_h . Ces observations justifient a posteriori les incohérences relevées d'un point de vue hydrologique, débouchant notamment sur une surestimation du coefficient de tarissement de R_h et une sous-estimation du coefficient de tarissement de R_s . La prise en compte d'un réservoir unique $R1 = (R_s + R_h)$ offre une lecture hydrologique épurée.

5- Les bases d'un modèle hydrologique

Dans cette section, une interprétation hydrologique de l'hydrogramme de crue est proposée, validant a posteriori les résultats du modèle obtenus par la méthode des traceurs chimiques (modèle noté M1).

5.1- Paramètres hydrologiques de vidange et de recharge

Un modèle de prévision des débits est proposé en appliquant le concept de recharge et de vidange présenté au chapitre 1. L'ajustement des paramètres hydrologiques est réalisé de telle sorte que (1) le débit moyen annuel des réservoirs soit identique au débit moyen annuel évalué par la méthode M1 (soit $QR1 = QR_s + QR_h + QR_r$) et que les valeurs modélisées point par point soient le plus proche possible des valeurs Q_k déterminées à partir des traceurs physico-chimiques. Les résultats de la calibration des paramètres hydrologiques sont donnés dans le tableau 2.6.

La qualité des ajustements réalisés se révèle très satisfaisante, dépassant 0,80 pour les 3 compartiments retenus. Comme attendu, de la surface vers la profondeur, les coefficients de tarissement α_k sont

décroissants, indiquant que la vidange est d'autant plus rapide que le réservoir est superficiel. Le coefficient de recharge est fort pour les nappes superficielles ($K2 = 0,0207$) qui se révèle particulièrement réactif : une augmentation du drainage interne des sols se répercute directement sur le drainage des nappes superficielles et plus modestement sur le drainage des nappes profondes qui exprime une plus grande inertie ($K2 = 0,0062$).

Tableau 2.6- Paramètres hydrologiques du bassin du Niger amont (moyenne 1990-1992).

	R1	Ns	Np
Coefficient de vidange $K1$ (j^{-1})	-	0,039	0,03
Coefficient de recharge $K2$ ($15 j^{-1}$)	-	0,31	0,10
Coefficient de recharge $K2$ (j^{-1})	-	0,0207	0,0067
Point d'équilibre : Qk/Q_t (ég)	1	0,70	0,28
Débit maximum : Qk max (mm/an)	310	353	215
Coefficient de tarissement : α_k (j^{-1})	0,07	0,039	0,019
Volume des réservoirs : V_k (mm)	12	26	23
Coefficients de corrélation R^2	0,89	0,85	0,81

Le point d'équilibre Qk/Q_t (ég) est atteint pour $QNs / Q_t = 0,70$ ce qui se produit après que l'écoulement de surface R1 ait amorcé sa décrue. Par conséquent, l'écoulement de nappe superficielle produit son pic de débit pendant la décrue de R1. Concernant l'écoulement de nappe profonde Np, le point d'équilibre est atteint pour $QNp / Q_t = 0,28$, alors que le débit total est encore fort : le pic de crue des nappes profondes est donc relativement synchrone, quoique légèrement retardé, par rapport au pic de débit total. Par contre, le pic contributif de Np se produit en période de basses eaux, après tarissement des autres réservoirs.

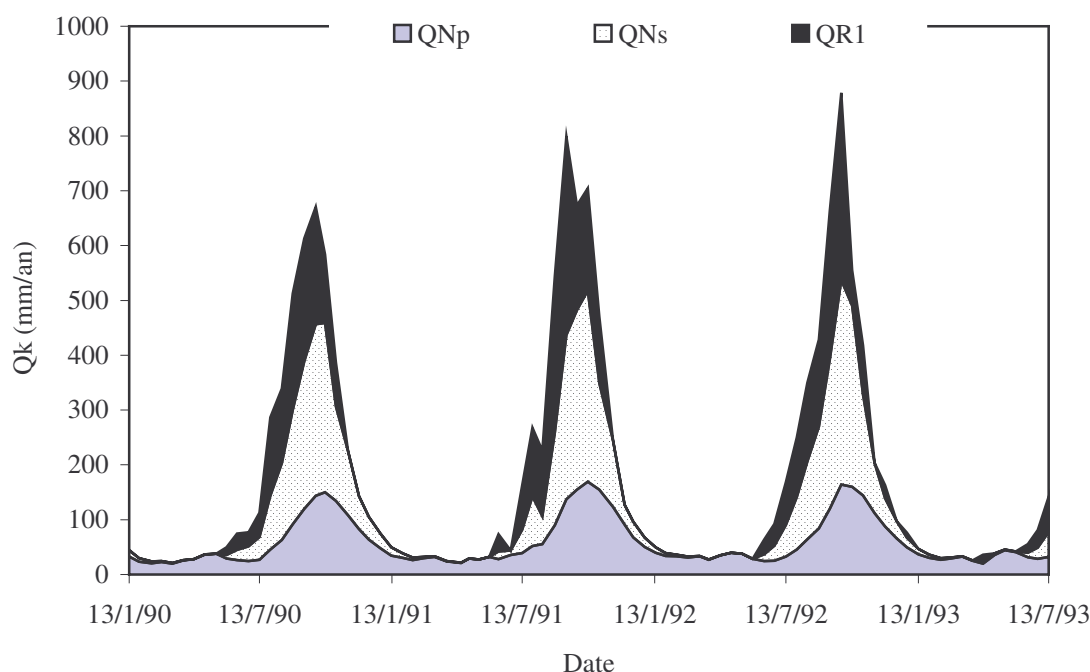


Figure 2.5- Décomposition de l'hydrogramme de crue en trois composantes (R1, Ns et Np) établies par la méthode de vidange et de recharge calibrée à partir du modèle de traceurs chimiques.

Enfin, le volume des réservoirs au début du tarissement est estimé à 12 mm pour R1, 26 mm pour Ns et 23 mm pour Np pour un débit de pointe relativement faible ($Q_t < 900$ mm/an).

La traduction graphique de ce modèle relativement simple de vidange et recharge (noté M2) est proposée (figure 2.5). Il s'agit d'une interprétation hydrologique du modèle de découpage établi antérieurement en s'appuyant sur la méthode des traceurs chimiques.

A l'issue de cette relecture de l'hydrogramme de crue, l'écoulement R1 apparaît très homogène d'un point de vue hydrologique malgré les écarts de composition établies entre ses trois composantes Rs, Rh et Rr. Il s'agit dans la section suivante de déterminer la logique d'apparition chronologique de ces trois composantes.

5.2- Contribution de Rr, Rh et Rs dans R1

A partir du modèle de traceurs chimiques, la contribution à l'écoulement R1 des réservoirs Rs (QRs / QR1), Rh (QRh / QR1) et Rr (QRr / QR1) peut être établie (Figure 2.6). De manière univoque, on observe une succession dans le temps des contributions de chaque composante :

- en tout début de montée de crue, l'écoulement salé Rr domine, traduisant le lessivage précoce des sels précipités dans les plaines alluviales ; la dissolution de ces sels est relativement rapide ;
- l'onde turbide, caractéristique de l'écoulement Rs et relativement peu chargée en sodium se substitue à Rr ; la transition entre Rs et Rr est extrêmement brève ;
- alors que la crue s'amplifie, l'onde turbide s'atténue, indiquant la substitution de Rs par Rh : à la faveur d'une pluviosité soutenue, les relais hydrologiques dans le paysage s'interconnectent ce qui encourage le drainage hypodermique. En même temps, le couvert végétal colonise les sols, ce qui non seulement favorise l'infiltration mais aussi la rétention de matériaux solides.

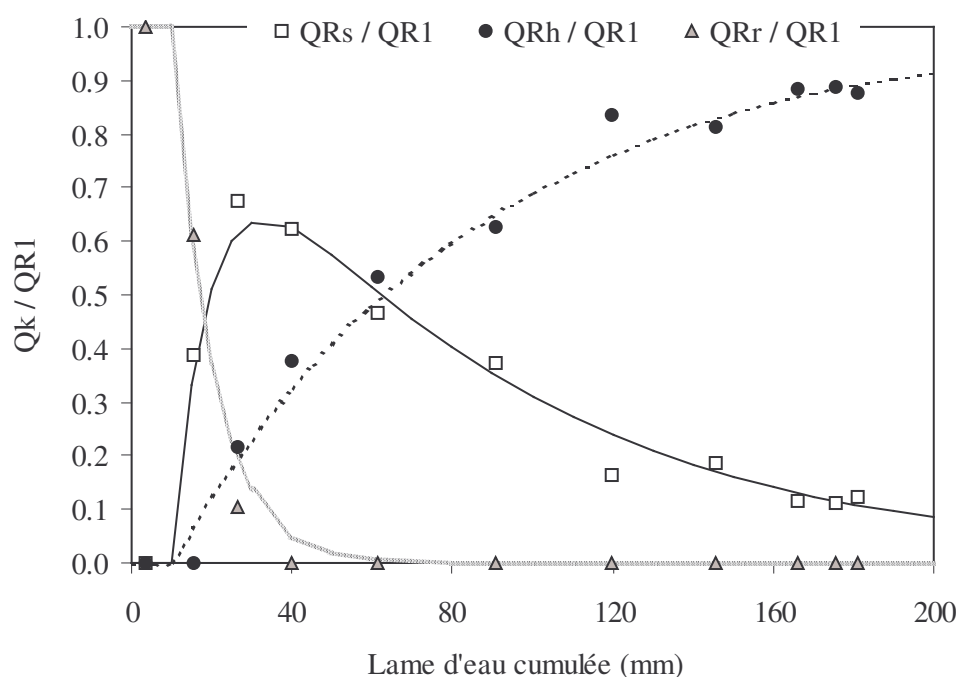


Figure 2.6- Evolution de la contribution de Rr, Rs et Rh au ruissellement total R1 en fonction du drainage cumulé (mm). Mise en évidence d'une séquence chronologique. Données moyennes 1990-92.

On observe donc une séquence où se succèdent (1) Rr : Na fort, MES moyen (2) Rs : Na faible, MES fort (3) Rh : Na faible, MES faible. La chronologie de cette séquence est bien décrite par le modèle de traceurs chimiques qui utilise les deux paramètres les plus discriminants, à savoir Na et MES. La contribution de ces réservoirs à l'écoulement R1, en fonction de la lame d'eau drainée cumulée (notée ΣQ_t) depuis l'étiage maximal, est représentée à la figure 2.6.

L'enchaînement des composantes R_r, R_s et R_h, évaluées par le modèle de traceurs chimiques, est remarquable. On note tout d'abord la contribution prépondérante de R_r qui est la seule composante de R₁ jusqu'à $\Sigma Q_t = 10$ mm. Au-delà, la part contributive de R_r fléchit au profit de R_s qui égale R_r pour un cumul $\Sigma Q_t = 16$ mm et culmine (autour de 70%) pour $\Sigma Q_t = 30$ mm. La composante hypodermique R_h relaie progressivement R_s, l'égale pour $\Sigma Q_t = 70$ mm et prédomine au-delà de ce seuil. Au pic de crue, intervenant pour $\Sigma Q_t = 150$ mm, R_h contribue au ruissellement total R₁ à hauteur de 85% tandis que R_s se stabilise aux alentours de 15% ce qui définit une charge en suspensions dans R₁ égale à : $0,85 \times 25 + 0,15 \times 225 = 55$ mg/L.

Par ajustement logarithmique, on détermine un modèle de décomposition de R₁ en fonction du cumul d'eau drainée ΣQ_t :

(1) Pour $\Sigma Q_t < 10$ mm : $QR_r / QR_1 = 1$ et $QR_s / QR_1 = QR_h / QR_1 = 0$;

(2) Pour $\Sigma Q_t > 10$ mm :

$$QR_r / QR_1 = \exp [-0,10 \times (\Sigma Q_t - 10)] \quad (2.3)$$

$$QR_h / QR_1 = 1 - \exp [-0,013 \times (\Sigma Q_t - 10)] \quad (2.4)$$

$$QR_s / QR_1 = \exp [-0,013 \times (\Sigma Q_t - 10)] - \exp [-0,10 \times (\Sigma Q_t - 10)] \quad (2.5)$$

Le drainage cumulé représente un indicateur bioclimatique qui permet (1) de positionner sur l'hydrogramme de crue l'expression hydrochimique du réservoir salé R_r, et (2) de prévoir l'évolution des conditions d'infiltration que reflète la substitution R_s-R_h. Ce basculement de R_s vers R_h est vraisemblablement lié à l'action combinée d'un couvert végétal, qui se développe pendant la saison humide et à l'interconnection de relais hydrologiques, qui alimentent les écoulements de sub-surface, par extension des zones humides.

Finalement, à partir des chroniques de débit, les fluctuations mensuelles des débits spécifiques de R_s, R_h, R_r, N_s et N_p peut être déterminée, en ne s'appuyant sur aucune donnée chimique. L'exploitation des résultats tirés du modèle de traceurs chimiques, couplée au modèle d'extrapolation hydrologique, doit permettre de reconstituer la composition chimique des eaux du Niger amont aussi loin que les chroniques de débit le permettent.

5.3- Tests de validation : transposition des données chimiques

La validation du modèle hydrologique, calibré dans les deux sections précédentes, suppose de pouvoir retracer les variations de composition chimique des eaux de drainage par simple transposition des résultats (composition des 5 réservoirs) tirés du modèle de traceurs chimiques M1. Le test est donc réalisé ; la qualité descriptive des résultats obtenus est comparée d'une part à la résolution du modèle de traceur chimique et d'autre part à l'ajustement direct de la composition des réservoirs à partir du modèle hydrologique.

Méthode 1 : Transposition de la composition chimique des réservoirs établis par le modèle des traceurs chimiques au modèle hydrologique

Les variations des concentrations de l'élément i au cours du temps, notée C_i(t), sont estimées en couplant les résultats du modèle M1, livrant la composition des 5 réservoirs k identifiés (C_{ik}), à ceux du modèle hydrologique M2 qui définit à chaque point de mesure la contribution des réservoirs hydrologiques Q_k/Q_t (t) à l'écoulement total Q_t. On en déduit :

$$C_i(t) \text{ estimé} = \Sigma C_{ik} (M1) \times Q_k/Q_t (t) (M2) \quad (2.6)$$

Tableau 2.7- Coefficients de corrélation R entre les valeurs modélisées et les valeurs observées. Confrontation du modèle de traceurs chimiques (M1), du modèle hydrologique (M2) et du modèle de transposition M1 x M2.

	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	S ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	S ⁻	SiO ₂	MES
M1	0.80	1.00	0.92	0.99	0.98	0.98	1.00	0.72	0.62	0.98	0.80	1.00
M2	0.79	0.94	0.84	0.84	0.93	0.91	0.91	0.66	0.61	0.91	0.52	0.96
M1 x M2	0.73	0.90	0.82	0.81	0.90	0.89	0.89	0.62	0.59	0.88	0.43	0.92

Les variations de composition estimées, obtenues par simple transposition du modèle chimique M1 au découpage hydrologique M2, se révèlent très proches des variations de composition observées, comme le confirment les coefficients de corrélation.

Méthode 2 : Composition des réservoirs déterminée à partir du modèle hydrologique

Une seconde approche consiste à recalculer la distribution des espèces chimiques dans les réservoirs à partir du découpage hydrologique de M2. Les résultats obtenus suivent la même logique que M1 et offrent en prime une qualité descriptive très satisfaisante ($R = 0,96$ pour MES). On note cependant que les coefficients de corrélation de M2 sont systématiquement inférieurs à ceux obtenus par M1.

Tableau 2.8- Caractéristiques des 5 composantes de l'écoulement du Niger estimées par ajustement du modèle hydrologique M2 : espèces dissoutes, charge en suspension MES, pH, et SiO_2 .

	MES	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	S^+	S^-	pH	SiO_2
Rs	180	87	69	36	29	232	16	7	286	262	7,12	144
Rh	35	29	23	52	33	197	1	0	222	198	7,17	206
Ns	0	94	11	36	32	235	9	2	241	248	7,21	287
Np	0	143	43	80	60	445	10	2	466	459	7,53	264
Rr	40	188	73	111	70	572	20	1	623	594	7,38	244

5.4- Recommandations

L'ajustement du modèle de distribution des espèces chimiques dans les réservoirs devrait donc être plutôt réalisé par traçage chimique. Par ailleurs, la transposition des résultats de répartition chimique de M1 au découpage de l'hydrogramme de crue réalisé selon M2 se révèle parfaitement acceptable : la résolution du modèle M1 x M2 se rapproche des ajustements directs réalisés à partir de M2.

Ainsi, la méthode de traçage chimique M1 offre incontestablement la plus grande cohérence géochimique et statistique alors que la méthode M2 offre une plus grande cohérence hydrologique et ouvre des perspectives intéressantes d'un point de vue exploratoire.

En effet, à partir des chroniques de débit, M2 livre une estimation fiable des composantes contribuant à l'écoulement total Q_t , sans qu'aucune analyse chimique soit nécessaire, en dehors des campagnes de calibration. Couplé à M1, le modélisateur peut reconstituer des bilans géochimiques et sédimentaires en s'appuyant uniquement sur l'analyse des variations de débit. Dans cette optique, le calage des modèles M1 et M2 suppose de bénéficier d'analyses chimiques très précises et suffisamment nombreuses pour déterminer avec précision les caractéristiques des composantes hydrologiques.

Finalement, en renouvelant à intervalle régulier ces campagnes de prélèvement, indispensables à la calibration des modèles, il devient possible d'évaluer l'évolution des caractéristiques hydrochimiques d'un bassin versant au cours du temps. De ce point de vue, l'examen périodique des bassins versants par le prisme des modèles de mélange offre un outil de diagnostic remarquable pour mettre en évidence des perturbations à long terme d'ordre anthropique et/ou climatique.

6- Bilan géochimique de l'altération

A partir de la composition chimique des eaux du Niger, la norme d'altération a pu être reconstituée en terme de μmol de minéraux altérés par litre d'eau.

6.1- Norme d'altération moyenne

Les moyennes établies pour chacun des 3 cycles hydrologiques et la moyenne des 85 prélèvements sont consignées au tableau 2.9.

En considérant d'abord la moyenne des 85 échantillons (1990-93), on obtient la norme d'altération suivante, répartie en trois catégories :

- évaporites : $\text{NaCl} = 5,57$; $\text{KCl} = 3,32$; $\text{CaSO}_4 = 1,92$

- carbonates : $\text{CaCO}_3 = 3,46$; $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = 11,20$; $\text{CaCO}_3 \text{ total} = 14,66$; $\text{MgCO}_3 \text{ total} = 11,20$
 - silicates: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = 94,12$; $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 = 28,24$; $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8 = 37,65$; $\text{MgAl}_{1,5}\text{Si}_{1,25}\text{O}_{5,5}(\text{OH})_{0,5} = 30,12$

En moyenne, sur les 3 ans d'étude, la contribution des évaporites et de l'eau de pluie à la minéralité des eaux de la rivière est relativement faible. Les roches anciennes du Précambrien ont été lessivées ce qui a évacué en solution la plus grande partie des dépôts d'évaporites :

$$[\text{Na}+\text{K}] (\text{ev}) / [\text{Na}+\text{K}]\text{sil} = 0,152 ; \text{Ca}(\text{ev}) / \text{Ca}(\text{carb}) = 0,131$$

Par ailleurs, les roches carbonatées (calcaires et dolomites) contribuent moins (< 30%) que les roches silicatées (grès et granites) à la consommation de CO_2 atmosphérique et à la minéralité des eaux :

$$\text{Ca}(\text{carb}) / \text{Ca}(\text{sil}) = 0,39 ; [\text{Ca}+\text{Mg}](\text{carb}) / [\text{Ca}+\text{Mg}](\text{sil}) = 0,38$$

Comme attendu sur les roches anciennes (Garrels et Mackenzie, 1971), la fraction dolomitique domine le pôle des roches carbonatées (+ de 75%) :

$$\text{Mg}(\text{carb}) / \text{Ca}(\text{carb}) = 0,76 ; \text{correspondant à Dolomite} = 3,24 \times \text{Calcite}$$

Dans les roches granitiques et arkosiques, l'albite fournit d'avantage d'espèces chimiques que le microcline tandis que l'anorthite est tout juste plus abondante que la gédrite :

$$\text{Na}(\text{sil}) / \text{K}(\text{sil}) = 2,627$$

$$\text{Mg}(\text{sil})/\text{Ca}(\text{sil}) = 0,800$$

Ces proportions ne reflètent pas la composition des roches exposées mais livrent la composition des minéraux participant effectivement à l'altération. Par conséquent, la contribution de chaque minéral, établie à partir de la moyenne de 3 années de prélèvements, varie en fonction des conditions de drainage du bassin, étroitement contrôlées par l'écoulement total (Qt).

Tableau 2.9- Composition normative des roches contribuant à l'altération (en $\mu\text{mol/L}$ d'eau) au cours de la période 1990-92 et pour le réservoir superficiel moyen (Rs + Rh + Ns appelé Rt), le réservoir de nappes profondes (Np) et l'écoulement rapide salé (Rr).

Année	$\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$	CaCO_3	NaCl	KCl	CaSO_4	Na (sil)	K (sil)	Mg (sil)	Ca (sil)	Re	$\text{SiO}_2 (\text{rel}) / \text{SiO}_2 (\text{lib})$
1990	12,54	1,16	5,47	4,77	2,32	92,94	27,88	29,74	37,18	1,97	0,50
1991	10,51	0,65	4,36	4,11	2,09	94,70	28,41	30,30	37,88	1,90	0,52
1992	10,63	8,48	6,90	1,16	1,36	94,65	28,40	30,29	37,86	1,87	0,53
Moyenne	11,20	3,46	5,57	3,33	1,92	94,12	28,24	30,12	37,65	1,91	0,516
Rt	3,05	0,00	6,90	0,70	2,29	68,21	20,47	25,75	27,28	0,72	0,76
Np	20,39	15,86	3,46	7,24	0,95	142,54	42,76	45,61	58,40	2,71	0,31
Rr	3,60	25,42	0,00	22,6	4,98	165,00	54,00	52,80	66,00	3,06	0,23

6.2- Contributions des minéraux dans Rt, Np et Rr

Dans le tableau 2.10, les 3 réservoirs les plus superficiels : Rs, Rh et Ns sont regroupés pour former Rt, afin de s'affranchir de l'influence du recyclage des éléments chimiques par les plantes.

Des eaux les plus diluées drainant les profils d'altération superficiels (Rt) jusqu'aux eaux les plus concentrées s'écoulant dans le réservoir de nappes profondes (Np) ou drainant le réservoir rapide salé Rr, plusieurs tendances ressortent. Ces observations constituent un test de cohérence supplémentaire.

La première observation est l'augmentation progressive de l'indice d'altération Re, de la surface vers la profondeur. Minimum dans Rt, indiquant la formation de gibbsite et de kaolinite dans les compartiments superficiels, Re est fort dans Np ($\text{Re} = 2,71$) et culmine dans Rr (3,06) au niveau desquels smectite et kaolinite se forment conjointement.

La seconde observation concerne la dissolution différentielle des évaporites et des carbonates par rapport aux silicates, et la contribution maximum de calcite comparée à la dolomite dans Rr. Ceci n'est vraisemblablement pas un artéfact mais plutôt la mise en évidence de calcite pédogénique dans les horizons salés et lessivés de Rr. En effet, en climat tropical ponctué d'une longue saison sèche, l'association calcite + smectite est très fréquente dans les basses terres (Tardy, 1969 ; Bocquier, 1973 ; Boulet, 1978).

6.3- Lessivage différentiel en fonction du régime hydrologique

Comme second test de cohérence de la méthode de séparation géochimique, on examine les variations de quantités ($\mu\text{mol/L}$) de minéraux dissous dans un litre d'eau à trois stades du cycle hydrologique : débit minimum (Np maximum), contribution de Rs maximale (MES maximum) et débit maximal (Rh et Ns maximum).

Tout d'abord, il apparaît que les flux d'altération et taux d'altération fluctuent au cours d'un cycle hydrologique (tableau 2.10). En règle générale, plus le débit est fort et plus les rendements d'altération (donnés en $\mu\text{mol/L}$) des silicates, carbonates et évaporites sont faibles. Cependant, cela ne revient pas à dire que le flux d'exportation est plus faible à débit fort. Au contraire, comme cela est démontré plus loin, plus le débit est fort et plus le flux d'altération des minéraux est élevé.

La sylbite (KCl), dont la concentration est maximale dans Rs, constitue en réalité un pôle géochimique fictif qui traduit la rétrocession de potassium dans les horizons superficiels, sous l'action du recyclage par les plantes. Aussi, les distributions de KCl et NaCl sont opposées.

Tableau 2.10- Contributions variables dues à l'altération des minéraux ($\mu\text{mol/L}$) et ratios caractéristiques à trois stades du cycle hydrologique.

Année	Débit minimal			Moy	Pic turbide			Moy	Pic de crue			Moy
	1990	1991	1992		1990	1991	1992		1990	1991	1992	
n° échantillon	5	31	54	-	14	40	62	-	18	41	66	-
Débit (mm/an)	21	21	27	23	287	544	250	360	671	799	878	783
Halite NaCl	2,54	6,31	4,92	4,59	0,00	0,15	1,54	0,85	5,85	2,38	5,69	4,64
Sylvite KCl	7,46	3,69	3,08	4,74	15,23	7,85	8,46	10,51	1,15	5,62	1,31	2,69
Gypse CaSO_4	1,00	1,00	0,00	0,67	4,00	3,04	3,00	3,33	1,00	2,00	0,00	1,00
Albite	138,46	127,69	123,08	129,74	89,23	83,85	98,46	90,51	76,15	84,62	82,31	81,03
Microcline	41,54	38,31	36,92	38,92	26,77	25,15	29,54	27,15	22,85	25,38	24,69	24,31
Anorthite	55,38	51,08	49,23	51,90	35,69	33,54	39,38	36,21	30,46	33,85	32,92	32,41
Gédrite	44,31	40,86	39,38	41,52	28,55	26,83	31,51	28,96	24,37	27,08	26,34	25,93
Calcite	8,92	7,78	6,15	7,62	0,00	0,29	0,12	0,14	0,00	0,00	22,42	5,85
Dolomite	18,69	15,14	17,62	17,15	9,45	6,17	3,49	6,37	18,63	11,92	12,66	14,41
Na (ev)/Na (sil)	0,18	0,05	0,04	0,09	0,00	0,02	0,01	0,01	0,08	0,03	0,07	0,06
Ca(carb)/Ca(sil)	0,499	0,449	0,482	0,477	0,264	0,181	0,108	0,184	0,612	0,352	1,065	0,677
Mg(carb)/Mg(sil)	0,421	0,370	0,447	0,413	0,331	0,229	0,111	0,223	0,764	0,440	0,480	0,561
Mg(carb)/Ca(carb)	0,676	0,660	0,741	0,692	1,00	0,955	0,966	0,973	1,00	1,00	0,360	0,786

A l'intérieur du groupe des minéraux silicatés, les ratios Na(sil) / K(sil) et Ca(sil) / Mg(sil) sont strictement constants, au vu des règles de calcul pré-établies. Toutefois, les ratios Na(ev) / Na(sil), Ca(ev) / Ca(sil), Ca(carb) / Ca(sil) et Mg(carb) / Mg(sil) sont les plus faibles lorsque les écoulements superficiels dominent et augmentent systématiquement pour Qt maximum et Qt minimum. Notons que Mg(carb) / Ca(carb) évolue dans l'autre sens. Ces fluctuations sont parfaitement expliquées par la séquence de lessivage différentiel des minéraux primaires (Tardy, 1969). Plus la solubilité des minéraux est forte, plus leur instabilité dans les horizons de sol superficiels est forte et plus leur concentration est petite. Les minéraux primaires les plus solubles (halite, calcite), dissous dans les horizons superficiels se concentrent en profondeur tandis que les minéraux les plus résistants (silicates, et plus particulièrement albite et microcline) sont relativement mieux retenus dans les horizons superficiels.

On peut finalement clore ce chapitre en disant que le découpage de l'hydrogramme, couplé à un modèle simple de bilan d'altération, offre un outil très performant pour lire la dynamique des sols à partir d'analyses d'eaux de rivière. Les deux principaux paramètres qui restent à examiner : SiO_2 libéré et CO_2 consommé constituent deux critères essentiels pour expliquer et prédire la dynamique des sols dans un contexte climatique distinct de celui ayant présidé à la calibration du modèle.

7- SiO₂ libérée et CO₂ consommé

Les paramètres géochimiques, utilisés dans ce chapitre, sont les flux et les activités de SiO₂ et de CO₂. Le détail des calculs pour les 85 échantillons est livré en annexe (tableau A8). Un résumé des résultats est établi (tableau 2.11) pour chacun des trois cycles hydrologiques entre 1990 et 1992, à trois stades distincts de l'hydrogramme (Np maximum, MES maximum, Qt maximum) et pour quatre compartiments différents (Rs, Rh+Ns, Np et Rr).

Tableau 2.11- Caractéristiques physico-chimiques des eaux du Niger, pour (1) les trois années d'étude 1990, 1991, 1992 (+ moyenne), pour (2) trois stades distincts de l'hydrogramme sur une année moyenne et (3) pour quatre compartiments hydrologiques différents (Rs, Rh+Ns, Np, Rr). Débit total (Qt, en mm/an) ; pH ; fugacité de CO₂ (log fCO₂) ; activité de SiO₂ (log [SiO₂]) ; concentration de CO₂ consommé (CO₂ cons, µmol/L) ; SiO₂ libérée par altération (SiO₂ rel, µmol/l) ; flux (10³ mol.km⁻².an⁻¹) spécifique de CO₂ (FCO₂ cons) et de SiO₂ libérée par altération (FSiO₂ rel) ; indice géochimique d'altération Re.

	N° éch.	Qt	pH	log f CO ₂	CO ₂ cons.	F CO ₂	log [SiO ₂]	SiO ₂ rel.	F SiO ₂ rel.	Re
Unités		mm.an ⁻¹			µmol/L	10 ⁻³ mol.m ⁻² .an ⁻¹		µmol/L	10 ⁻³ mol.m ⁻² .an ⁻¹	
<i>Années</i>										
1990	1 à 24	189	7,28	-3,03	280,90	52,99	-3,62	474,00	89,41	1,97
1991	25 à 48	201	7,31	-3,04	281,14	56,47	-3,60	482,96	97,01	1,90
1992	49 à 72	199	7,30	-3,01	289,10	57,43	-3,59	482,74	95,90	1,87
Moyenne	1 à 72	196	7,30	-3,02	283,75	55,63	-3,61	479,90	94,11	1,91
<i>Position</i>										
Qt min	5	21	7,59	-3,12	425,69	8,92	-3,15	706,15	14,80	2,69
Pic turbide	62	250	7,12	-2,89	276,89	69,11	-3,30	502,15	125,32	1,96
Pic de débit	66	878	7,31	-3,01	273,26	240,02	-3,38	419,77	368,71	1,68
Rs cesse	69	204	7,36	-3,05	297,89	60,71	-3,30	502,15	102,34	1,80
<i>Réservoirs</i>										
Rs		18	6,24	-2,66	171,45	2,75	-6,00	0,00	-1,09	4,66
Rh + Ns		104	7,35	-3,17	196,83	21,94	-3,51	307,06	34,23	0,36
Np		71	7,55	-3,07	448,88	28,70	-3,64	227,36	14,53	2,72
Rr		3	7,18	-2,60	491,90	2,24	-3,71	196,25	0,89	3,05

7.1- SiO₂ libérée par altération

7.1.1- Bilan de l'érosion chimique

Sur la moyenne des 3 cycles hydrologiques 1990-1992, on obtient :

Al₂O₃ libérée = 47,06 + 14,12 + 22,59 + 37,65 = 121,42 µmol/L

SiO₂ libérée = 282,36 + 84,72 + 75,30 + 37,65 = 480,03 µmol/L

SiO₂ évacuée en solution = 247,85 µmol/L

SiO₂ retenu dans les profils d'altération = 480,03 – 247,85 = 232,18 µmol/L

SiO₂/Al₂O₃ produits d'altération = 232,18 / 121,42 = 1,912 = 0,956 x 2 (kaolinite) + 0,044 x 0 (gibbsite)

Les quantités de minéraux secondaires formées dans les profils sont :

121,42 x 0,956 = 116,078 µmol/L i.e 29,95 mg/L pour la kaolinite (2 SiO₂, Al₂O₃, 2H₂O ; PM = 258 g)

121,42 x 0,044 = 5,342 µmol/L i.e 0,833 mg/L pour la gibbsite (Al₂O₃, 3H₂O ; PM = 156 g)

7.1.2- Variations saisonnières de Re, l'indice géochimique d'altération

Un premier résultat est illustré par la figure 2.7, où Re est reporté en fonction du débit total Qt : à débit croissant, le ratio Re fléchit. Une relation inverse entre Re et Qt est clairement établie.

L'indice Re oscille entre deux valeurs extrêmes : 1,7 et 2,8. Ces fluctuations reflètent la complexité de la dynamique des sols et les variations saisonnières portant sur la nature des minéraux argileux néoformés, avec une nette prédominance de kaolinite ($Re = 2$).

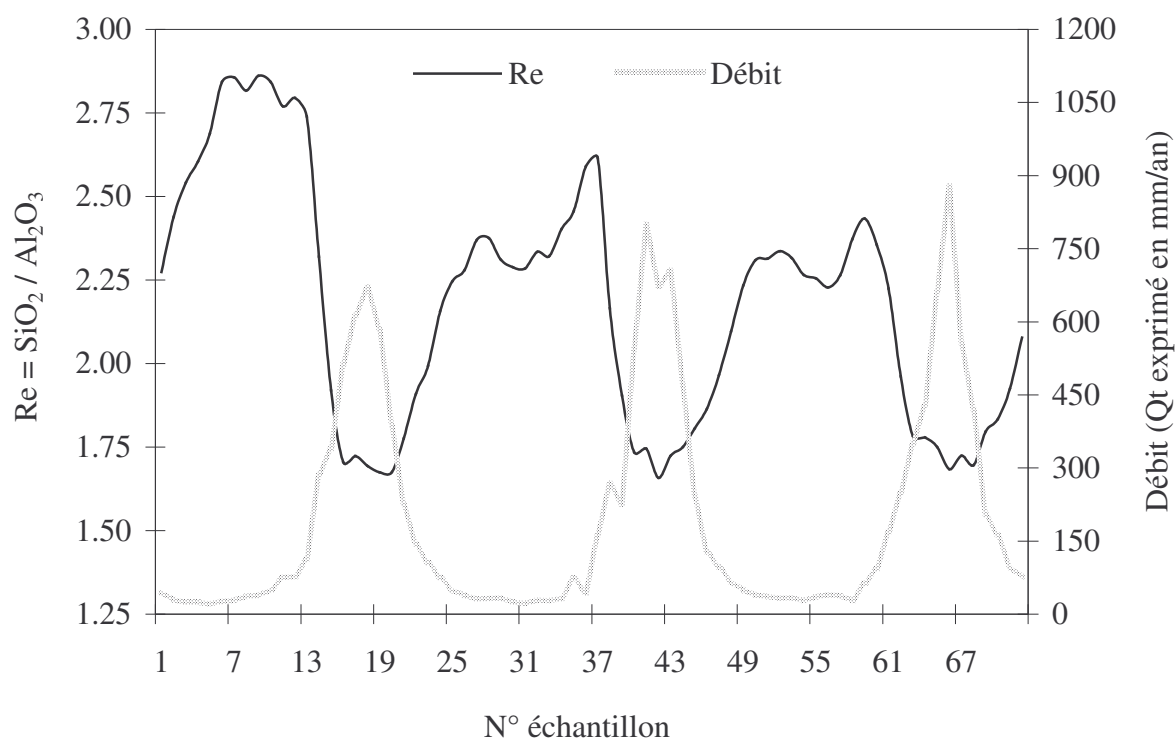


Fig.2.7- Variations saisonnières de l'indice d'altération Re en fonction du débit total Qt sur le bassin du Niger durant la période 1990-1992.

Pendant l'étiage, autrement dit lorsque Np est dominant, Re culmine à 2,8 ; SiO₂ qui est en partie immobilisée dans les profils génère de la kaolinite (65%) et de la smectite (35%). Pendant la montée de crue, Re diminue et atteint sa valeur minimale (1,7) lorsque la contribution de Rs est maximale. L'écoulement Rs est à la fois le plus dilué, le plus acide et le plus agressif vis-à-vis des minéraux primaires et secondaires. L'exportation de silice est favorisée ce qui induit la formation d'argiles peu pourvues en silice tels que la kaolinite (70%) ou carrément la formation de gibbsite (30%) totalement dépourvue de SiO₂.

Le suivi du rapport Re au cours d'un cycle hydrologique souligne que l'alternance entre la saison sèche et la saison humide coïncide avec la succession dans le temps de mécanismes d'allitisation, monosiallisation et bisiallisation. La formation des produits d'altération et la nature des argiles générées est étroitement contrôlée par le régime climatique qui oscille au cours d'un cycle hydrologique ce qui préfigure des oscillations inter-annuelles associées aux fluctuations climatiques à long terme.

Les périodes sèches favorisent la bisiallisation (i.e la formation de smectites) au niveau des basses plaines soumises à une demande évaporatoire intense (P/D fort) et à une concentration de SiO₂. Les périodes humides encouragent le lessivage de silice et donc la formation de gibbsite (allitisation) plus particulièrement au niveau des hauts de versants où la circulation des solutions est très active (milieu hydrotpe). Dans les paysages tropicaux, la kaolinite domine partout mais selon la situation topographique, de petites proportions de gibbsite peuvent se former lorsque les profils sont bien drainés (amont, haut de versant) ou au contraire la formation de smectites peut être encouragée lorsque les profils sont moins bien drainés (aval, bas de versant), i.e lorsque les milieux sont plus confinants (Tardy, 1993, 1997). Une modification de pluviosité exerce un contrôle sur l'extension plus ou moins grande des sols hydrotopes ou bachydrainés le long des versants : l'aride fait remonter l'aire d'extension des smectites vers le haut des versants, l'humide fait descendre l'aire d'extension de la gibbsite vers le bas des versants (Tardy, 1969, 1971 ; Boeglin *et al.*, 1997).

7.1.3- Processus spécifiques dans Rs

La néoformation de gibbsite est parfaitement mise en évidence dans (Rh + Ns) qui présente une faible valeur de Re ($= 0,36$). La néoformation de smectite, encouragée dans les nappes profondes Np ou dans l'écoulement rapide salé Rr a lieu dans des solutions concentrées, caractérisées par des valeurs de Re relativement élevées (respectivement 2,27 et 3,06). A l'inverse, à l'intérieur du réservoir Rs, la concentration en silice est minimale (environ 0) et Re présente une valeur très forte ($Re = 4,28$). Ces observations font apparaître un phénomène particulier correspondant à un prélèvement biologique de silice (phytolithes ou tissus végétaux) dans les horizons organiques. Peut-être que le prélèvement de silice, éliminée de la solution du sol et transférée vers la fraction particulaire n'est pas le seul fait des horizons de surface directement soumis à l'érosion mécanique. La ponction de silice peut également se produire dans la rivière où le développement d'algues (blooms de diatomées par exemple) peut contribuer à la formation d'une nouvelle phase solide, comptée avec MES. Par ailleurs, il n'y a aucune raison que ce phénomène soit limité à la contribution de Rs à l'écoulement total.

7.1.4- Relation entre activité et flux de silice

L'activité de la silice, donnée par $\log [SiO_2(rel)]$ et le flux d'exportation de la silice correspondant à $FSiO_2(rel)$ sont portés en fonction de Q_t , l'écoulement total (Fig.2.8).

La concentration de $SiO_2(rel)$ diminue pendant que le débit total augmente. La silice tend à se diluer pendant les phases humides (Q_t fort) et au contraire à se concentrer pendant les phases sèches (saison ou année). Cependant, le flux de silice libérée augmente avec le débit total. L'intensité d'altération augmente pendant la saison humide et au cours des années humides et fléchit pendant la saison sèche et en cas d'année sèche.

7.2- CO_2 consommé par altération

La totalité des ions HCO_3^- , produits par altération des silicates, est dérivée de la décomposition de la matière organique et/ou du CO_2 du sol tandis que pour la dissolution des roches carbonatées, seule la moitié des ions de bicarbonates évacués provient effectivement du CO_2 du sol. Le problème, traité en détail par Probst *et al.* (1994), trouve ici une solution simple rendue accessible par la reconstitution de la norme des minéraux altérés.

7.2.1- Consommation moyenne de CO_2 sur la période 1990-1993

A titre d'exemple, considérant la distribution moyenne des minéraux, on obtient :

CO_2 consommé total : $(94,12 + 28,24 + 2 \times 37,65 + 2 \times 30,12) sil + (2 \times 11,2 + 3,46) carb = 283,8 \mu mol/L$

CO_2 consommé par dissolution des carbonates : $3,46 + 2 \times 11,2 = 25,86 \mu mol/L$

CO_2 consommé par altération des silicates = $257,9 \mu mol/L$; $CO_2(carb) / CO_2(sil) = 0,057$

Par ailleurs : CO_2 provenant de la dissolution des carbonates = $14,66 + 11,20 = 25,86 \mu mol/L$

La teneur en CO_2 dissous sous forme de bicarbonates = $283,76 + 25,86 = 309,62 \mu mol/L$ ne correspond pas à la teneur en CO_2 dissous consommée par altération chimique.

Cette valeur devrait correspondre à la teneur totale en HCO_3^- analysées dans les eaux. En réalité, ce n'est pas le cas dans la mesure où la charge cationique (S^+) est légèrement supérieure à la charge anionique (S^-). La petite différence relevée : $10,23 \mu mol/L$ est quasiment négligeable. Cependant, l'écart observé sur le réservoir Rs n'est pas du tout insignifiant.

Les calculs précédents sont répertoriés en terme de concentrations ($\mu mol/L$) i.e μmol de CO_2 consommé par litre d'eau drainé. En multipliant cette concentration par le flux total annuel (exprimé en mm/an équivalent à des $l.m^{-2}.an^{-1}$), on obtient une consommation de CO_2 spécifique exprimée en $10^{-6} mol.m^{-2}.an^{-1}$. Pour la période 1990-1993, le flux spécifique moyen est estimé à $FCO_2 = 55,63.10^{-3} mol.m^{-2}.an^{-1}$.

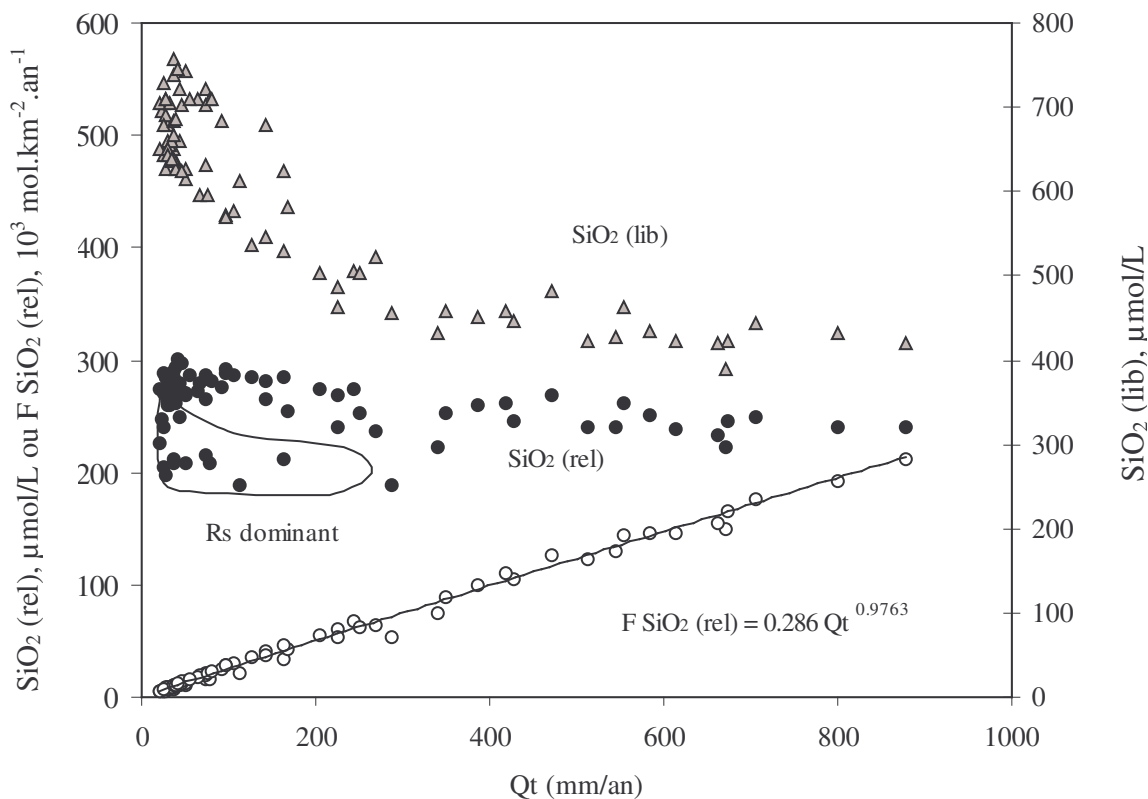


Fig.2.8- $\text{SiO}_2(\text{rel})$, libérée par altération et évacuée en solution dans les eaux du Niger. Concentrations ($\mu\text{mol/L}$) et flux ($10^3 \text{ mol.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) en fonction du débit total (Q_t , mm/an).

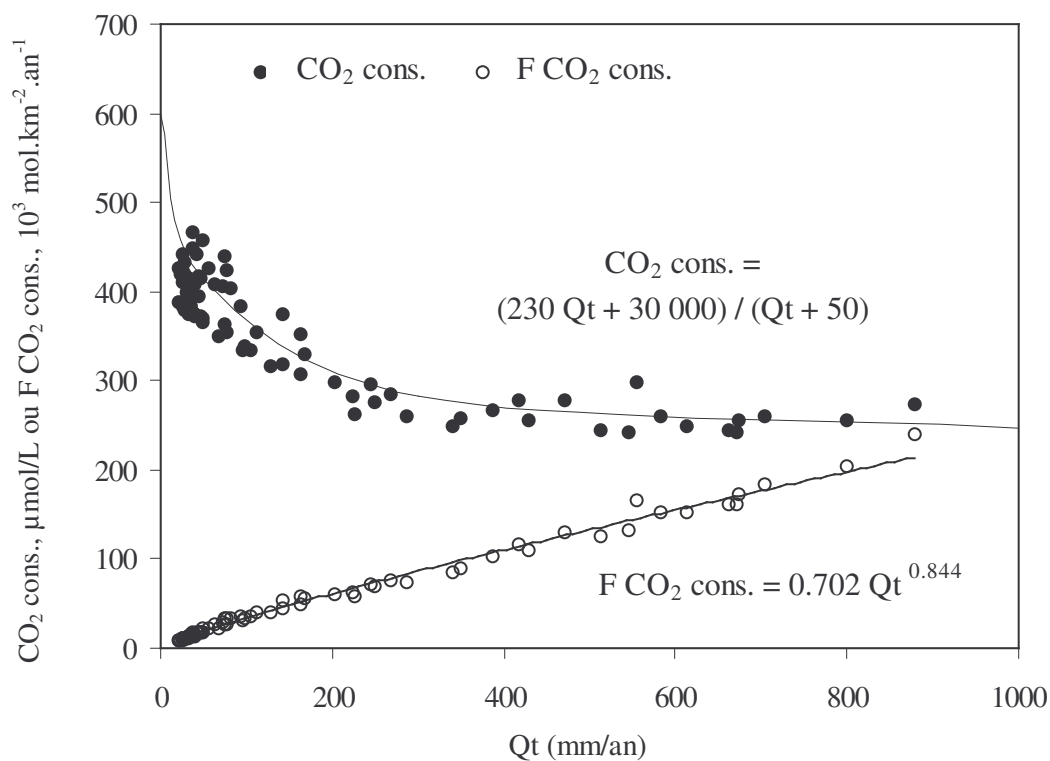


Fig.2.9- CO_2 consommé par altération : concentrations ($\text{CO}_2 \text{ cons.}, \mu\text{mol/L}$) et flux spécifiques ($\text{FCO}_2 \text{ cons.}, 10^3 \text{ mol.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$).

7.2.2- Fluctuations de la consommation de CO_2 sur la période 1990-1993

Les variations historiques des concentrations de CO_2 consommé [$\text{CO}_2(\text{cons})$, $\mu\text{mol/L}$] ou des flux [$\text{FCO}_2(\text{cons})$, $10^3 \cdot \text{mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$] en fonction de l'écoulement total (Q_t) sont fournies en annexe (tableau A8) et reportées sur la figure 2.10. Il ressort que le ruissellement superficiel R_s présente des caractéristiques physico-chimiques très distinctes de ce qui est observé dans les autres écoulements : le pH est plus acide, $f\text{CO}_2$ est accru alors que la concentration et le flux de CO_2 consommé sont réduits. Il ressort également que le flux de CO_2 consommé augmente de l'aride vers l'humide tandis que la concentration de CO_2 consommé se dilue. La consommation maximale de CO_2 est obtenue sur les forts débits alors que l'intensité d'altération (ou rendement d'altération) est plus élevée à faible débit.

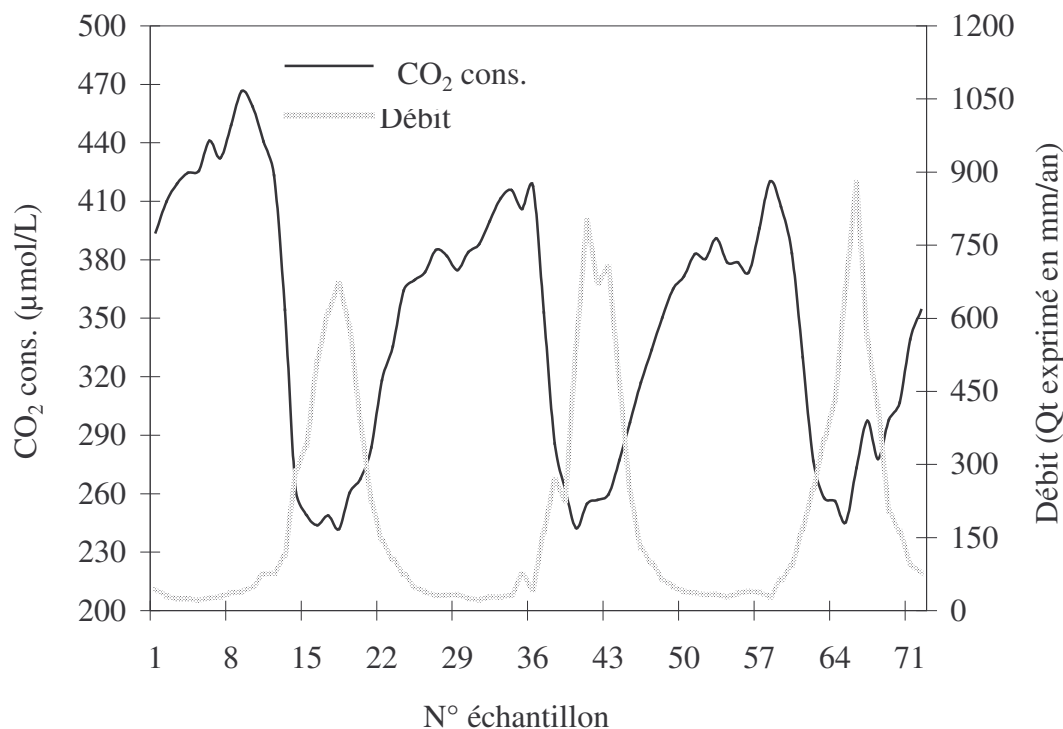


Fig.2.10- CO_2 consommé par altération : concentrations (CO_2 cons, $\mu\text{mol/L}$) et écoulement total (Q_t , mm/an) au cours de la période 1990-1992.

7.2.3- Relations entre SiO_2 évacuée et CO_2 consommé

Garrels (1967) et Drever (1982, 1988) ont examiné les relations entre SiO_2 et HCO_3^- en fonction de la nature des minéraux argileux formés. Ici (Fig.2.11), les concentrations de SiO_2 évacuée sont comparées avec les concentrations de CO_2 consommé. Trois courbes peuvent être tracées. La première matérialise la formation de gibbsite. Dans ce cas, le ratio $\text{SiO}_2(\text{rel}) / \text{CO}_2(\text{cons}) = 1$ correspond au mélange gibbsite + kaolinite. Une seconde courbe, établie avec un ratio $\text{SiO}_2(\text{rel}) / \text{CO}_2(\text{cons}) = 0,8$ correspond à la formation exclusive de kaolinite. La troisième ligne tracée avec une pente $\text{SiO}_2(\text{rel}) / \text{CO}_2(\text{cons}) = 0,67$ doit correspondre à un mélange de smectite et de kaolinite. En fait, le ratio moléculaire $\text{SiO}_2(\text{rel}) / \text{CO}_2(\text{cons})$ dépend de l'indice d'altération R_e . Cela aurait pu aussi bien être le résultat de contributions variables à l'érosion chimique de carbonates et de silicates, d'où l'ambiguïté sur la lecture directe des relations SiO_2 vs HCO_3^- . Seule une séparation géochimique préliminaire permet de mettre en évidence sans équivoque ces mécanismes.

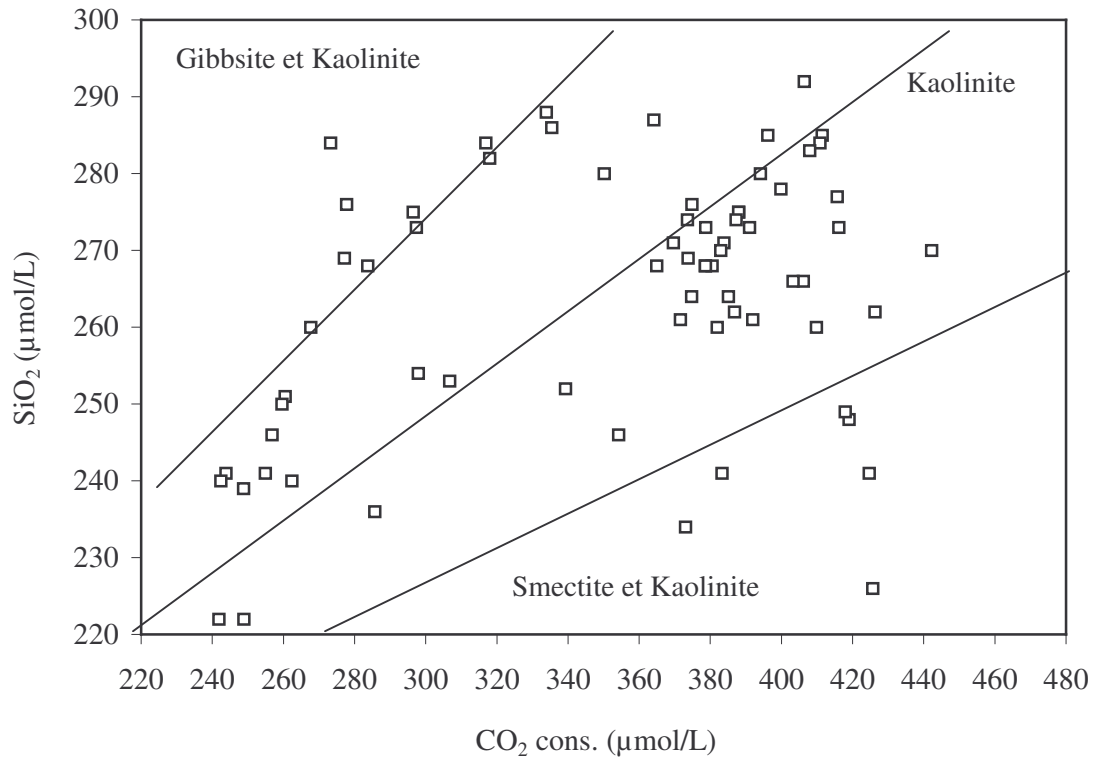


Fig.2.11- Relation entre la teneur en silice évacuée et la teneur en CO_2 consommé par altération ($\mu\text{mol/L}$) établie dans les eaux du Niger durant la période 1990-1993.

8- Erosion chimique et mécanique

L'érosion chimique désigne l'altération et le transport des éléments en solution. L'érosion mécanique représente le flux d'exportation des matériaux solides hors du paysage par les rivières. Les matières en suspension ont deux origines :

- (1) les minéraux secondaires formés par érosion chimique, constituant les profils d'altération et exportés dans un second temps par le ruissellement superficiel qui est le principal vecteur de l'ablation des sols ou suite à un éboulement ponctuel (berges, talus ...) occasionné par un affleurement de l'écoulement hypodermique (R_h) ;
- (2) les minéraux primaires arrachés directement à la roche-mère affleurante.

Conventionnellement, le terme "érosion" est réservé à l'exportation de minéraux secondaires tandis que l'arrachage de minéraux primaires est appelé décapage de surface. La distinction entre érosion et décapage n'est pas triviale : Konta (1990) a étudié la question et introduit le concept de maturité des sédiments. Dans le cas du Niger, la roche-mère est constituée de matériaux granito-gneissiques, de grès et d'une faible proportion de sédiments carbonatés. Dans les sédiments déposés, on ne retrouve pas de minéraux récents de nature carbonatée. Seul le quartz pourrait provenir directement du décapage de surface des grès et des roches sédimentaires. On peut raisonnablement supposer que le quartz ainsi mobilisé, de granulométrie relativement grossière, est transporté essentiellement par saltation au fond des rivières et n'est pas comptabilisé avec les matières en suspensions analysées, impliquant plus vraisemblablement la fraction fine des sédiments. Cependant, si le quartz est partiellement dissous et donc plus fin, ce qui peut s'observer dans les sols bauxitiques, ce n'est pas du tout le cas dans les profils d'altération dominés par la kaolinite ou la smectite. Or, les profils d'altération sont dominés par la kaolinite (Tardy, 1993 ; Boeglin *et al.*, 1997) et par conséquent, l'approche basée sur une conservation stricte de quartz apparaît relativement sensée.

Le quartz fin dans MES est considéré ici provenir exclusivement des profils d'altération, en mélange avec les minéraux argileux du sol. La fraction plus grossière, non analysée, est attribuée au décapage de surface des grès.

La vitesse d'érosion chimique est déduite des flux de silice provenant des profils d'altération des roches granitiques, évacuée en solution et exportée dans les eaux de rivière.

Basé sur la composition moyenne annuelle, le bilan suppose de connaître au préalable les quantités d'espèces chimiques présentes initialement dans 1 m^3 de roche granitique dont la densité ρ est de 2650 kg.m^{-3} (tableau 2.12).

Tableau 2.12- Caractéristiques compositionnelles des roches granitiques (Tardy, 1969)

Paramètres	Données	Kg.m^{-3}	10^3 mol.m^{-3}
Densité	2650 kg.m^{-3}		
% silice	74 g/100 g	1961	32,68
% quartz	26,5 g/100 g	702	11,70
% Al_2O_3	13,5 g/100 g	358	3,51

En retenant la composition moyenne de Tardy (1969), le bilan de matière de la roche s'écrit :

- quantité totale de Al_2O_3 : % Al_2O_3 (tot) = 13,5% i.e Al_2O_3 (tot) = 358 kg.m^{-3} soit $3,51.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$;
- quantité totale de SiO_2 : % SiO_2 (tot) = 74% i.e SiO_2 (tot) = 1961 kg.m^{-3} soit $32,68.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$;
- quantité totale de quartz : % Qz (tot) = 26,5% i.e Qz (tot) = 702 kg.m^{-3} soit $11,70.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$;
- quantité totale de SiO_2 combinée dans les silicates: % SiO_2 (tot) - % Qz (tot) = 47,5% i.e SiO_2 (tot) - Qz (tot) = 1259 kg.m^{-3} soit $20,98.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$;

La roche est entièrement altérée lorsque l'intégralité des ions Na, K, Ca et Mg est libérée et exportée. A l'exception du quartz, qui persiste dans les profils d'altération, la silice combinée est totalement libérée mais partiellement évacuée. En prenant en compte la part de silice retenue dans les produits d'altération (pour $\text{Re} = 1,91$ soit 95,5% de kaolinite et 4,5% de gibbsite), et en supposant que l'ensemble de l'aluminium libéré est fixé dans les sols : on établit le bilan de masse suivant :

- quantité de Al_2O_3 fixée par la kaolinite : 95,5% i.e 342 kg.m^{-3} soit $3,35.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$;
- quantité de Al_2O_3 fixée par la gibbsite : 4,5% i.e 16 kg.m^{-3} soit $0,16.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$;
- quantité de SiO_2 fixée par la kaolinite : 402 kg.m^{-3} soit $6,70.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$;
- quantité de quartz restant dans le profil : 26,5 % i.e 702 kg.m^{-3} soit $11,70.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$;
- quantité de SiO_2 évacuée en solution : 857 kg.m^{-3} soit $14,283.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$;

La quantité de SiO_2 évacuée en solution peut être évaluée de la manière suivante :

$$\text{SiO}_2(\text{rel}) = \text{SiO}_2(\text{tot}) - \text{SiO}_2(\text{fix}) - \text{Qz}(\text{tot}) \quad (2.7)$$

$$\text{SiO}_2(\text{rel}) = \% \text{SiO}_2(\text{tot}) \times \rho - \% \text{Qz}(\text{tot}) \times \rho - 60/102 \times \% \text{Al}_2\text{O}_3(\text{tot}) \times \rho \times \text{Re} \quad (2.8)$$

En considérant le poids moléculaire (PM) des 3 différents constituants, soit respectivement :

- kaolinite : $2\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, 2\text{H}_2\text{O}$; PM = 258 g
- gibbsite : $\text{Al}_2\text{O}_3, 3\text{H}_2\text{O}$; PM = 156 g
- quartz : SiO_2 ; PM = 60 g

on en déduit que lorsque 857 kg.m^{-3} de silice est évacuée en solution, 1 m^3 de roche-mère est intégralement altéré. Par conséquent, la masse totale restante dans les profils après altération d'un mètre cube de roche est :

$$702 \text{ kg}(\text{quartz}) + 864 \text{ kg}(\text{kaolinite}) + 25 \text{ kg}(\text{gibbsite}) = 1589 \text{ kg.m}^{-3}, \text{ soit une densité} = 1589 \text{ kg.m}^{-3}.$$

A l'équilibre, la quantité de sédiment exportée par érosion mécanique d'un mètre cube de sol doit être de 1589 kg.m^{-3} pour un taux d'érosion chimique (espèces chimiques évacuées en solution) équivalent à $2650 - 1589 = 1061 \text{ kg.m}^{-3}$.

A l'étiage, lorsque $\text{Re} = 2,8$ (60% de SiO_2 fixé par la kaolinite, 40% par la smectite) on évalue la quantité de SiO_2 à évacuer équivalente à :

$$\text{SiO}_2(\text{rel}) = 0,74 \times 2650 - 0,265 \times 2650 - 60/102 \times 0,135 \times 2650 \times 2,8 = 670 \text{ kg.m}^{-3}$$

8.1- Vitesse d'érosion chimique (Vch)

L'érosion chimique d'un mètre cube de granite nécessite la dissolution de 857 kg.m^{-3} de SiO_2 (pour $\text{Re} = 1,91$), soit $14,283.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$. La vitesse d'érosion chimique, présentée au tableau 2.13 est déterminée en considérant le flux moyen annuel de silice FSiO_2 (soit $48,59.10^3 \text{ mol.m}^{-3}$). Le temps requis pour approfondir le profil d'altération d'un mètre est :

$14,283.10^3 \text{ mol.m}^{-3} / 48,59 \cdot 10^3 \text{ mol.m}^{-2}.\text{an}^{-1} = 294.10^3 \text{ an.m}^{-1}$ qui est équivalent à :

$\text{Vch} = 10^6 / 294.10^3 = 3,38 \text{ m}/10^6 \text{ an}$.

Tableau 2.13- Débits exprimés en mm/an. Flux de silice (FSiO_2) et de matériaux solides (F MES). Vitesse d'érosion chimique (Vch), vitesse d'érosion mécanique (Vm) et vitesse d'approfondissement des profils d'altération (Vch – Vm) sur le bassin du Niger, (1) pour les trois années hydrologiques 1990-1992 (calculé sur les moyennes) et (2) pour 4 moments caractéristiques de l'hydrogramme moyen annuel.

Unités	N° éch.	Qt (mm/a)	FSiO_2 rel. ($10^{-3} \text{ mol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	SiO_2 rel. / SiO_2 lib. (%)	VCh (m/Ma)	F MES ($\text{g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$)	Vm (m/Ma)	VCh – Vm (m/Ma)
<i>Années</i>								
1990	1-24	189	44,77	50,07	3,15	4,48	2,82	0,33
1991	25-48	201	50,43	51,99	3,50	5,11	3,22	0,28
1992	49-72	199	50,58	52,74	3,49	4,80	3,02	0,47
Moyenne	1-72	196	48,59	51,63	3,38	4,80	3,02	0,36
<i>Positions</i>								
Qt min.	5	21	4,74	32,00	0,33	0,03	0,02	0,31
MES max	62	250	63,14	50,38	4,42	15,27	9,61	-5,19
Qt max	66	878	211,68	57,41	14,82	18,53	11,66	3,16
Rs cesse	69	204	55,84	54,56	3,91	1,43	0,90	3,01

Les résultats (tableau 2.13 et figure 2.12) révèlent que sur la période 1990-1992, Vch est sensiblement la même d'une année à l'autre mais varie fortement selon la position du prélèvement sur l'hydrogramme. La vitesse d'érosion chimique Vch est très faible pendant l'étiage et culmine au tarissement de Rs, suivant de quelques semaines la pointe de crue. Par conséquent, la vitesse d'érosion chimique est essentiellement contrôlée par l'humidité du climat. Le détail des résultats, prélèvement par prélèvement, du bilan d'altération est reporté en annexe (tableau A8).

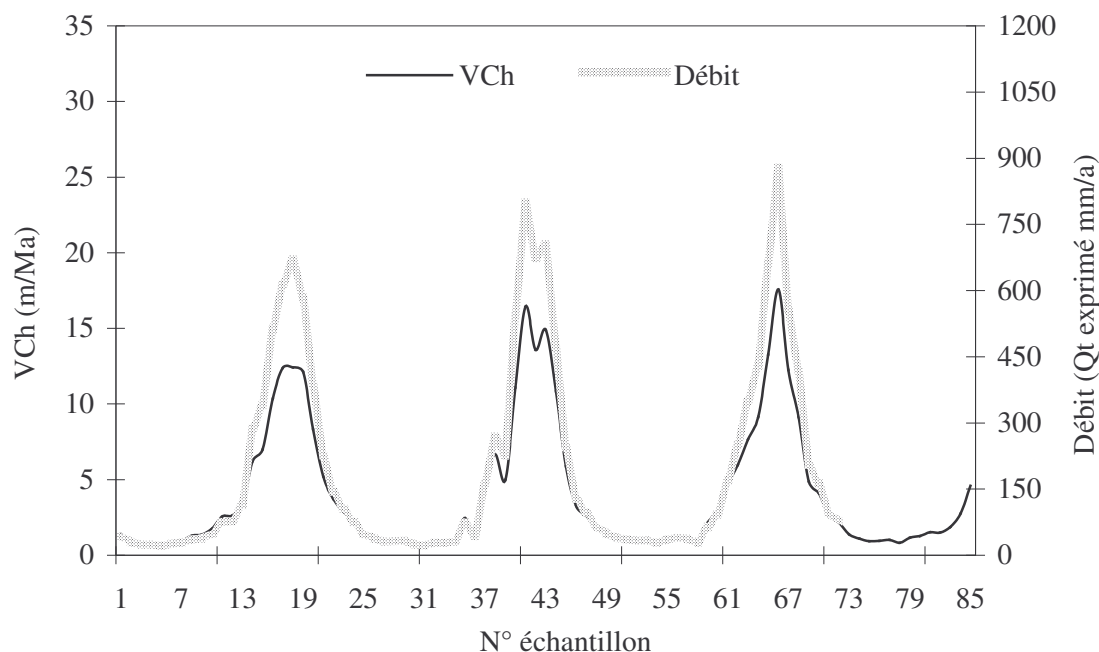


Figure 2.12- Fluctuations de la vitesse d'érosion chimique (Vch) au cours des 3 années hydrologiques 1990-1992, sur le bassin du Niger à la station de Bamako.

8.2- Vitesse d'érosion mécanique (Vm)

La vitesse d'érosion mécanique (Vm) est déterminée à partir des flux observés de la fraction solide (tableau 2.14). L'ablation des sols sur une profondeur d'un mètre et sur une surface élémentaire d'un mètre carré nécessite un flux solide capable d'évacuer 1589 kg de matériaux solides par mètre cube (densité du sol $\rho = 1589 \text{ kg.m}^{-3}$). La vitesse d'érosion mécanique peut être estimée par la relation suivante :

$$V_m (\text{m/Man}) = [\text{MES}] \times Q_t \times 10^{-3} / \rho \quad (2.9)$$

F (MES) désigne le flux spécifique de matériaux solides ($\text{g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) correspondant au produit de la teneur en MES (mg/L) par le débit Q_t (exprimé en mm/an équivalent en $\text{L.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) :

$$F (\text{MES}) = [\text{MES}] \times Q_t \times 10^{-3} \quad (2.10)$$

Considérant la teneur moyenne annuelle de MES = 24,48 mg/L et $Q_t = 196,1 \text{ mm/an}$, on obtient :

$$F (\text{TSS}) = 4,80 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$$

Pour une densité de sol $\rho = 1589 \text{ kg/m}^3 = 1,589 \times 10^6 \text{ g.m}^{-3}$, le délai requis pour assurer l'ablation d'un mètre cube de sol est :

$$1,589 \times 10^6 \text{ g.m}^{-3} / 4,80 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1} = 331.10^3 \text{ an}, \text{ correspondant à } V_m = 3,02 \text{ m}/10^6 \text{ a}$$

Les résultats présentés tableau 2.13, et reportés Fig.2.13, montrent qu'au cours des 3 années de prélèvements, V_m est du même ordre de grandeur que V_{ch} , la vitesse d'érosion chimique apparaissant légèrement supérieure ($V_{ch} - V_m > 0$). Cependant, on constate que pendant la montée de crue, V_m augmente très fortement en même temps que le ruissellement superficiel R_s et dépasse la vitesse d'érosion chimique qui domine par contre largement lors de la décrue. Les dynamiques de l'érosion sont décalées dans le temps et dissymétriques vis-à-vis de l'hydrogramme de crue ce qui confirme la validité d'un modèle hydrochimique à compartiments et à contributions différées.

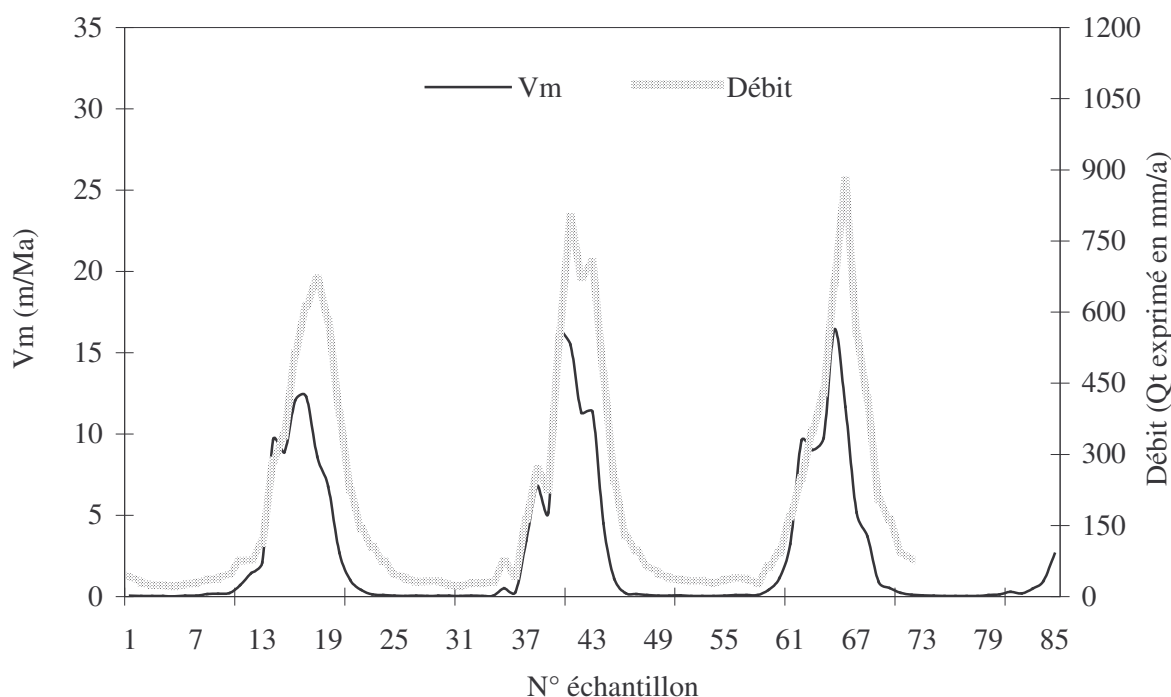


Figure 2.13- Fluctuations de la vitesse d'érosion mécanique (Vm) le long de l'hydrogramme de crue au cours des 3 années hydrologiques 1990-1992 sur le bassin du Niger, à la station de Bamako.

8.3- Vitesse d'approfondissement des profils ($V_{ch} - V_m$)

A chaque point de mesure, la vitesse d'approfondissement des profils ($V_{ch} - V_m$) est simplement la différence entre le taux d'érosion chimique (V_{ch} , $m/10^6 \text{an}$) et le taux d'érosion mécanique (V_m , $m/10^6 \text{an}$). Si la différence est positive, cela signifie que $V_{ch} > V_m$, sinon, l'ablation des sols l'emporte sur l'altération chimique de sorte que les profils s'amincissent et que la roche-mère affleure.

Les résultats obtenus dépendent de la méthode de calcul (calcul sur les moyennes ou point par point) qui intègre différemment les données qui varient au cours de l'hydrogramme. En effet, les quantités de minéraux formés dans les sols (kaolinite dominante avec un peu de gibbsite et de smectite) et donc la densité des profils d'altération et des flux de silice à évacuer pour altérer 1 m^3 de roche (de plus en plus faible de l'humide vers l'aride) changent au cours du temps. Les résultats sont qualitativement comparables mais quantitativement différents.

Les deux composantes de l'érosion sont mesurées le long des 3 cycles hydrologiques, faisant ressortir une chronologie reproduite d'une année sur l'autre (Figure 2.14).

Pendant l'étiage, l'érosion chimique est supérieure à l'érosion mécanique ce qui engendre un approfondissement lent mais incontestable des profils. Dès que la montée de crue reprend, la vitesse d'érosion mécanique se renforce très fortement alors que V_{ch} s'accroît plus modérément. Aussi, la tendance s'inverse : l'ablation des sols l'emporte sur l'altération chimique et donc les sols s'amincissent.

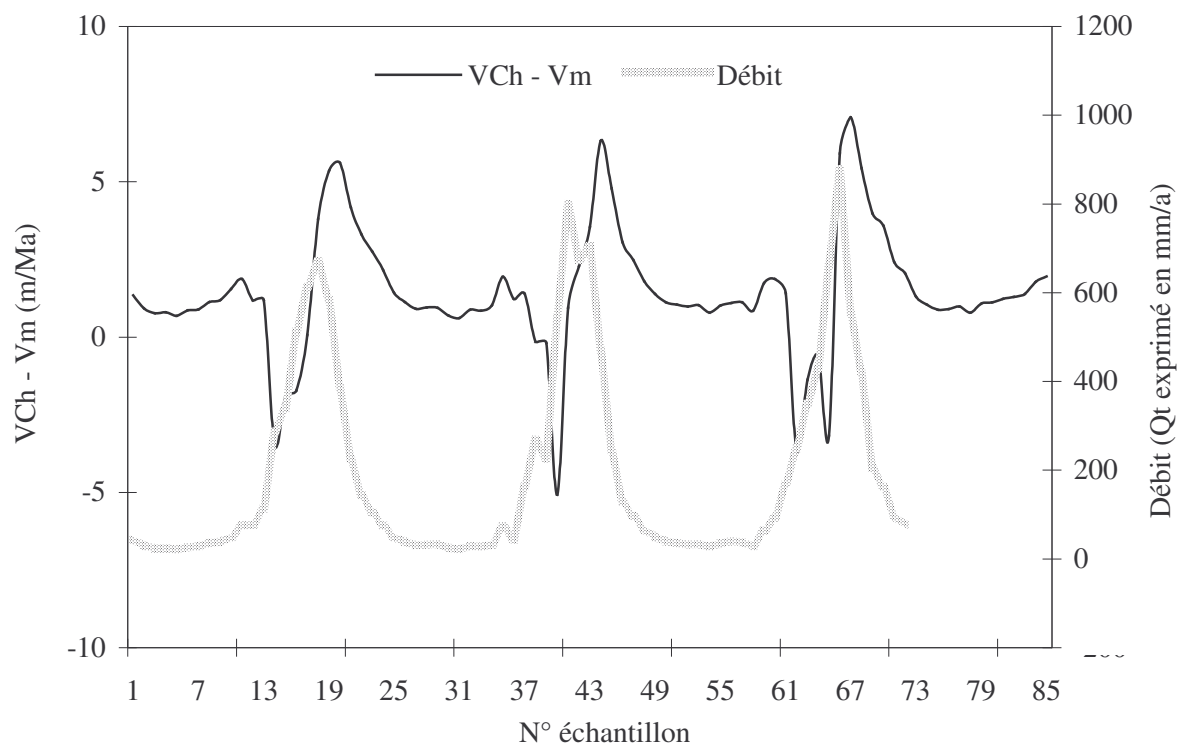


Figure 2.14- Fluctuations du taux d'approfondissement des profils d'altération ($V_{ch} - V_m$) au cours des hydrogrammes de crue correspondant aux trois années hydrologiques 1990-1992 sur le bassin du Niger à l'exutoire de Bamako.

Lorsque le débit culmine, la vitesse d'érosion mécanique a déjà fortement fléchi tandis que la vitesse d'érosion chimique continue à se renforcer. Cela signifie qu'un équilibre est atteint ($V_{ch} = V_m$) pendant la phase de montée de crue. La décrue ne coïncide pas avec une diminution de V_{ch} , qui culmine en réalité plus d'un mois après la pointe de crue. Simultanément, V_m chute drastiquement si bien que la vitesse d'approfondissement des profils culmine à ce moment-là.

Il faut souligner le décalage dans le temps d'une érosion mécanique active pendant la montée de crue et d'une érosion chimique culminant pendant la décrue. Ce décalage peut raisonnablement être

interprété comme étant lié au temps de percolation des solutions nécessaire à la recharge des nappes au niveau desquelles l'altération opère principalement.

Un tel déphasage peut être expliqué et prédit efficacement en appliquant le modèle conceptuel de réservoirs en mélange, validant a posteriori les suppositions audacieuses (composition constante des réservoirs) sur lequel repose la méthode.

9- Contrôle climatique du bilan de l'érosion.

Dans ce paragraphe, le contrôle climatique du bilan de l'érosion sur le bassin du Niger amont est établi. Les oscillations climatiques saisonnières se traduisent par des hydrogrammes de crue mettant en jeu des écoulements spécifiques, dont la contribution au débit total est variable mais dont les caractéristiques chimiques sont constantes, quoique différentes d'un réservoir à l'autre. Dans la mesure où les caractéristiques chimiques des réservoirs incriminés ont été établis, il reste à déterminer leur contribution respective au drainage en fonction du débit total. Précisons que cette approche empirique a pour seul objectif de décrire en termes relativement simples le contrôle climatique du bilan de l'érosion. Au chapitre 5, une méthodologie plus élaborée, impliquant le couplage de deux modèles (géochimique M1 et hydrologique M2), est proposée dans le but de reconstituer et de prévoir les bilans géochimiques et sédimentaires du bassin versant à partir de chroniques de débit mensuelles.

9.1- Relations empiriques $Q_k = f(Q_t)$

Ces relations sont établies de manière empirique à partir des résultats tirés du modèle de traceurs chimiques (M1). Chaque écoulement, dont le débit spécifique Q_k est exprimé en mm/an, est représenté (figure 2.15) en fonction du débit total Q_t de façon à ajuster l'équation suivante :

$$Q_k = a.Q_t^b \quad (2.11)$$

Les courbes de calibration obtenues s'avèrent très cohérentes. Pour les deux composantes principales du ruissellement R_s et R_h , on établit :

$$Q_{Rs} = 1,4.10^{-3} \times Q_t^{1,70} \quad (2.12)$$

$$Q_{Rh} = 3,34.10^{-4} \times Q_t^{2,00} \quad (2.13)$$

Le débit spécifique de ces deux compartiments augmente, en proportion, plus vite que Q_t . Pour des débits Q_t relativement modestes, Q_{Rs} et Q_{Rh} tendent vers 0. Dans les régions arides, sur grands bassins versants, le ruissellement superficiel ne s'exprime pas au niveau des cours d'eau. Dans les régions très humides, par contre, l'écoulement de surface au niveau de profils saturés en eau constitue un processus dominant.

Considérant les deux réservoirs souterrains, on obtient les équations suivantes :

$$Q_{Ns} = 1,014 \times Q_t^{0,86} \quad (2.14)$$

$$Q_{Np} = 2,922 \times Q_t^{0,614} \quad (2.15)$$

De l'aride vers l'humide, il apparaît donc nettement que N_s et N_p augmentent en terme de volume écoulé mais diminuent en terme de contribution au débit total. Sous climat humide, les réservoirs hydrologiques souterrains tendent à saturer alors que les réservoirs superficiels drainent l'excédent d'eau. Sous climat aride, l'infiltration prévaut de sorte que les écoulements souterrains assurent l'essentiel du drainage.

Ces relations empiriques permettent de reconstituer la composition des eaux de drainage en fonction du débit. Pour autant, la chronologie des processus qui justifie la dissymétrie des hydrogrammes de crue en terme de composition chimique n'est pas prise en considération dans cette section.

Les résultats de cette relation sont représentés figure 2.15, mettant en correspondance le débit spécifique de chaque réservoir Q_k par rapport au débit total Q_t .

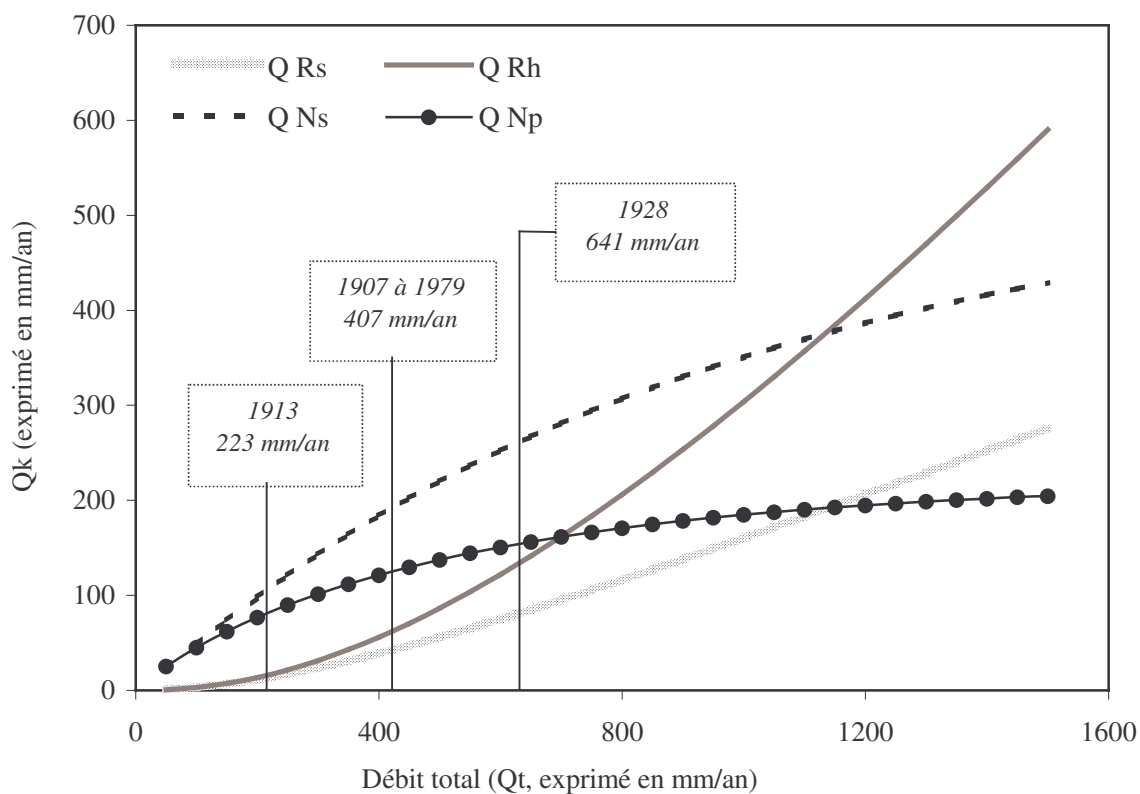


Figure 2.15- Variations des débits spécifiques (Q_k , exprimés en mm/an) des 4 principaux réservoirs (Rs, Rh, Ns et Np) en fonction du débit total (Q_t , mm/an).

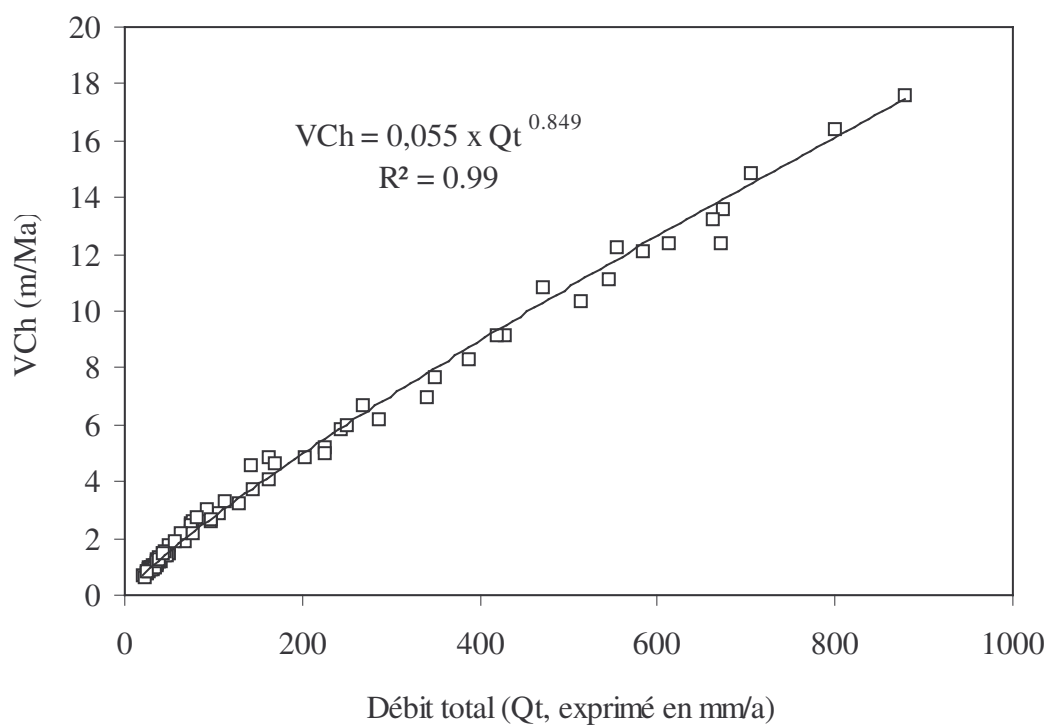


Figure 2.16- Relation entre la vitesse d'érosion chimique (V_{Ch} , exprimée en m/Ma) et le drainage total.

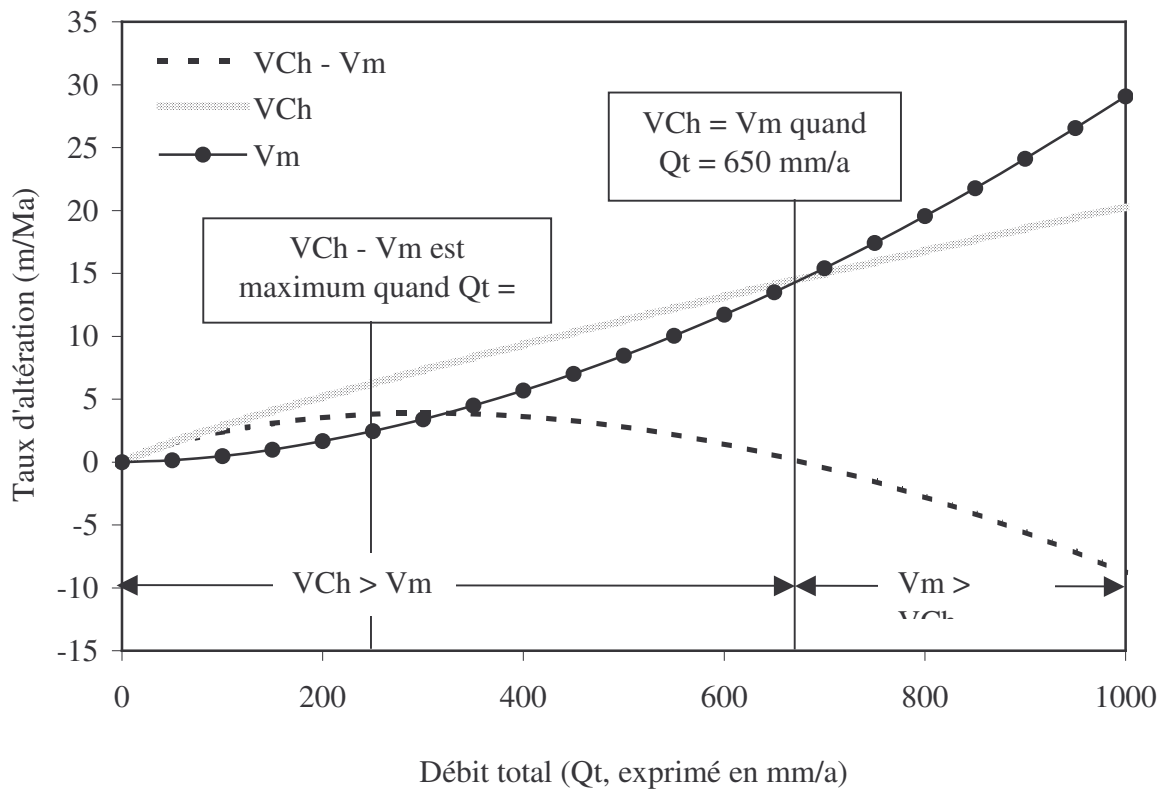


Figure 2.17 Variation des vitesses d'érosion chimique et mécanique en fonction du débit. Détermination de la vitesse d'approfondissement des profils ($VCh - Vm$) maximale et du point d'équilibre pour lequel $VCh = Vm$.

9.2- Bilan géochimique extrapolé

La vitesse d'érosion chimique VCh , la vitesse d'érosion mécanique Vm et la vitesse d'approfondissement des profils $VCh - Vm$ sont représentées en fonction du débit total Qt . Les équations suivantes sont obtenues :

$$VCh = 0,055 \times Qt^{0,8487} \quad (2.16)$$

$$Vm = 1,32 \times 10^{-4} \times Qt^{1,781} \quad (2.17)$$

$$VCh - Vm = 0,055 \times Qt^{0,8487} - 1,32 \times 10^{-4} \times Qt^{1,781} \quad (2.18)$$

VCh et Vm augmentent avec le débit total (figure 2.16) tandis que $VCh - Vm$ croît jusqu'au point culminant relevé pour $Qt = 230$ mm/an puis fléchit (figure 2.17).

La relative imprécision de ces estimations, liée à la dissymétrie des hydrogrammes en terme de composition chimique, n'affecte pas significativement la lisibilité des résultats. Deux enseignements majeurs émergent de cette projection.

(1) Alors que la vitesse d'érosion chimique et la vitesse d'érosion mécanique augmentent de l'aride vers l'humide, on constate que la vitesse d'approfondissement des profils, établie par différence, culmine pour $Qt = 230$ mm/an puis régresse. Cette valeur correspond à une pluviosité voisine de 830 mm/an, caractéristique des climats tropicaux semi-arides (Tardy et Roquin, 1998). Pour des cumuls de pluie relativement importants, le couvert végétal réduit la proportion de ruissellement de surface, remplacée par un écoulement hypodermique qui exerce une régulation significative de l'érosion mécanique. On s'aperçoit effectivement que Rh augmente plus vite que Rs (figure 2.17) ce qui tend à valider l'hypothèse formulée. Pour $Qt = 230$ mm/an, la régénération des sols est plus rapide que leur ablation : les profils s'épaississent. Pour des pluviosités inférieures, les dynamiques d'érosion sont ralenties mais l'infiltration prévalant sur le ruissellement, l'érosion chimique l'emporte sur l'érosion

mécanique. Les sols sont minces mais relativement bien conservés. Pour des pluviosités très fortes, le ruissellement relaie les processus d'infiltration ce qui encourage l'érosion mécanique alors que l'érosion chimique augmente plus modestement. L'ablation des sols prévaut sur leur formation, les sols tendent à disparaître.

(2) La consommation de CO₂ par érosion chimique, qui intervient comme mécanisme de régulation de l'effet de serre dans l'environnement global en contrebalançant l'émission de gaz carbonique, s'accélère pendant les phases humides et peut varier de 1 à 3 entre l'année la plus sèche et l'année la plus humide. Ce mécanisme intervient plus particulièrement dans la stabilisation de la teneur en gaz carbonique dans l'atmosphère, et donc dans la régulation du climat global, au cours des temps géologiques.

Chapitre 3- Amazone. Cycles biogéochimiques dans le système sol-plante-rivière.

Le bassin de l'Amazone offre un champ d'études remarquable de part ses dimensions exceptionnelles ($4,619.10^6 \text{ km}^2$), de part l'abondance des données recueillies et de part la diversité – climatique, morphologique et géologique - des bassins secondaires. La confrontation des résultats entre bassins permet d'apprécier l'implication des facteurs sur la physiologie des bassins fluviaux. Après une brève présentation du bassin de l'Amazone, un bilan hydrochimique des plaines d'inondation est établi, en comparant les flux entrants (somme des affluents) et les flux sortants (observés à l'exutoire d'Obidos). Cette approche révèle l'influence des plaines d'inondation sur la composition chimique des eaux de drainage. Un modèle de mélange à 4 composantes (R_s , R_i , R_n et R_d) est proposé pour tenir compte du jeu des plaines d'inondation qui modifient le bruit de fond géochimique des nappes phréatiques. La lecture de la dynamique des sols est réalisée en examinant plus particulièrement le bilan sédimentaire, le bilan d'altération, le pH et le rapport R_e . La dynamique des plaines d'inondation est finalement interprétée (1) par l'analyse des caractéristiques de R_d , l'écoulement de varzeas, et (2) par comparaison des bilans extrapolés entre la somme des affluents et l'Amazone. Au final, le modèle permet un décryptage du cycle biogéochimique des éléments majeurs, dans les sols et les cours d'eau.

1- Présentation du bassin de l'Amazone

Le bassin de l'Amazone est entouré par 4 bassins d'importance majeure : l'Orénoque au nord, le Parana au sud-ouest, le São Francisco au sud-est et le Tocantins à l'est. La superficie estimée du bassin de l'Amazone à l'exutoire d'Obidos est de $4619 \times 10^3 \text{ km}^2$ (Mortatti, 1995). Il couvre une part importante du continent sud-américain, entre 5°N et 20°S en latitude, et entre 48°O et 80°O en longitude. Le bassin amont de l'Amazone est appelé Solimões ($1135 \times 10^3 \text{ km}^2$, à la station de Vargem Grande) formé essentiellement par la jonction du Rio Ucayali, drainant la cordillère des Andes méridionale, et du Rio Marañon. Les affluents suivants viennent successivement grossir le fleuve Amazone : Rio Iça, Rio Japurá, Rio Negro, drainant le nord du bassin et Rio Jutai, Rio Juruá, Rio Purus, Rio Madeira drainant le sud du bassin et débouchant sur l'Amazone par sa droite. La superficie totale de ces bassins (Tableau 3.1) représente 94,6% de la superficie totale du bassin de l'Amazone à l'exutoire d'Obidos. En fait, plusieurs affluents comme les rios Tefe, Coari, Trombetas n'ont pas été pris en compte bien qu'alimentant l'Amazone en amont d'Obidos.

1.1- Géomorphologie

Tableau 3.1- Caractéristiques des principaux bassins étudiés : Solimões à Vargem Grande (amont), Amazone à Obidos (aval) et 7 affluents majeurs à une station proche de la confluence avec le cours principal.

Cours d'eau et exutoire	Superficie ($\times 10^3 \text{ km}^2$)	Distance (km)	Relief	Géologie	Altitude (m)	FR (%)
Solimões à Vargem Grande	1135	0	Andes	Sédimentaire	1270	19
Jutai à Xibeco	74	186	Plaines	Métamorphique	96	77
Iça à São Antonio do Iça	148	16	Plaines	Métamorphique	297	70
Juruá à Tupe	217	259	Plaines	Sédimentaire	169	55
Japurá à Jutica	289	400	Plaines	Métamorphique	321	57
Purus à Anori	372	884	Plaines	Métamorphique	172	66
Negro à Manacapuru	755	1084	Plaines	Métamorphique	171	82
Madeira à São Jose do Amajari	1380	1222	Andes	Sédimentaire	518	51
Amazone à Obidos	4619	1696	Mixte	Mixte	579	43

D'un point de vue géomorphologique, quatre régions distinctes peuvent être identifiées : (1) la cordillère des Andes et (2) le piémont andin, localisés sur la partie ouest du bassin, (3) les plaines d'inondation temporaires (Várzeas), occupant la partie centrale, orientée Ouest-Est et bordant le cours principal et enfin (4) le domaine des roches cristallines situé au nord et au sud de la forêt Amazonienne. Les altitudes sont comprises entre 2000 m et 7000 m pour la cordillère des Andes, 500-3000 m pour le plateau guyanais, 1000-3000 m pour le plateau Brésilien, 500-2000 m pour le piémont andin, et <500 m pour les plaines alluviales.

1.2- Hydroclimatologie

Le climat et l'hydrologie du domaine Amazonien ont été étudiés par de nombreux auteurs, parmi lesquels Sioli (1964, 1967, 1968, 1984), Villanova et al. (1976), Salati *et al.* (1978, 1979), Salati et Matsui (1981), Salati et Vose (1984), Salati et Marques (1984), Marques *et al.* (1980a, 1980b); Junk et Furch (1985); Richey *et al.* (1989b), Guyot (1993) et enfin Marengo et Nobre (2001) dans le manuscrit de référence de McClain *et al.* (2001).

En complément, des études portant sur les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène ont été menées pour améliorer la connaissance des termes du bilan hydrologique à l'échelle régionale (Mortatti *et al.*, 1985; Ribeiro, 1991; Victoria, 1991; Victoria *et al.*, 1991 ; Martinelli *et al.*, 1996).

Une grande quantité de données, acquises pendant la période 1972-1982, a été présentée par le DNAEE BRASIL (1985, 1987) et utilisée pour établir les cartes de l'Atlas de l'UNESCO (1977, Korzoun *et al.* eds).

1.2.1- Climat

Le climat de l'Amazonie est à dominante tropical humide ou équatoriale, i.e chaud et humide.

La température moyenne (26,75 °C) peut fluctuer d'une année sur l'autre, entre 26,2 °C (1935, 1977) et 28 °C (1912). A Manaus, situé au centre du bassin et à basse altitude, la température oscille entre 25,7°C (Janvier) et 27,9 °C (Septembre) pour une moyenne annuelle de 26,7°C. Dans la forêt Amazonienne proprement dite, les différences de température sont très faibles. Dans les Andes, les contrastes saisonniers sont nettement plus prononcés.

L'humidité relative moyenne de l'air est d'environ 85%; le maximum est observé en Avril-Mai (90 %) tandis que le minimum intervient en Août-Septembre (77 %). La zone la plus humide se trouve au Nord-Ouest alors que la plus aride couvre une bande orientée Nord-Sud située sur la partie amont des bassins du Madeira, du Purus et du Juruá.

La pluie suit les mêmes rythmes que l'humidité relative. La moyenne est de 2200 mm.an⁻¹, pouvant osciller entre 1400 mm.an⁻¹ (1912, l'année la plus sèche) et 2850 mm.an⁻¹ (1969, l'année la plus humide). La région Nord-Ouest (Rios Iça, Negro et Japurá) est très arrosée (plus de 4000 mm.an⁻¹ localement), alors que la partie sud (Rio Madeira et Rio Juruá) est soumise à des conditions plus sèches (1800 mm.an⁻¹). Dans la partie Nord-Ouest (hémisphère nord), la saison humide culmine en Janvier-Février (pluie équivalente à 4300 mm.an⁻¹), tandis que le mois d'Août marque l'apogée de la saison sèche (pluie équivalente à 1400 mm.an⁻¹, à Benjamin Constant). A Manaus, la pluie est maximale en Mars (P équivalent à 3600 mm.an⁻¹) et minimale en Août-Septembre (P équivalente à 1500 mm.an⁻¹). Au Sud-Ouest (hémisphère sud), comme à Cruzeiro do Sul à la frontière avec le Pérou, la saison sèche est centrée en Juillet-Août (P équivalente à 550 mm.an⁻¹), tandis que Mars est le mois le plus arrosé (P équivalente à 2950 mm.an⁻¹).

1.2.2- Hydrologie

Les termes du bilan hydrologique du bassin de l'Amazone ont été récemment synthétisés par Mortatti (1995). Nous admettons, en moyenne pour l'ensemble du bassin de l'Amazone, que les trois composantes du bilan sont les suivantes :

$D = (P - E)$, avec P (pluie) = 2200 mm.an⁻¹, E (évapotranspiration) = 1159 mm.an⁻¹, D (drainage ou débit) = 1041 mm.an⁻¹.

Les fluctuations séculaires du débit de l'Amazone et de ses affluents ont été fournies par l'UNESCO (Korzoun, 1977), et estimées par la pluviosité sur la période 1949-1969, faute de mesure hydrologique exploitable. La tendance séculaire n'est pas très claire ; le débit semble avoir augmenté entre 1905 et

1922 puis entre 1962 et 1985 mais cela est moins évident sur l'ensemble de la période 1905-1985 (Richey *et al.*, 1989b; Tardy et Probst, 1992a, 1992b; Tardy *et al.*, 1994 ; Mortatti *et al.*, 1994 ; Mortatti, 1995). Toutefois, l'amplitude des oscillations est forte d'une année sur l'autre par rapport à la tendance séculaire supposée et il serait donc hasardeux de prétendre y voir une indication des effets de la déforestation.

Au cours de la seconde moitié du siècle, la période centrée sur 1973 est la plus humide ($170 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit $D = 1161 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$), celle centrée sur 1960 est la plus sèche ($140 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit $D = 956 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$).

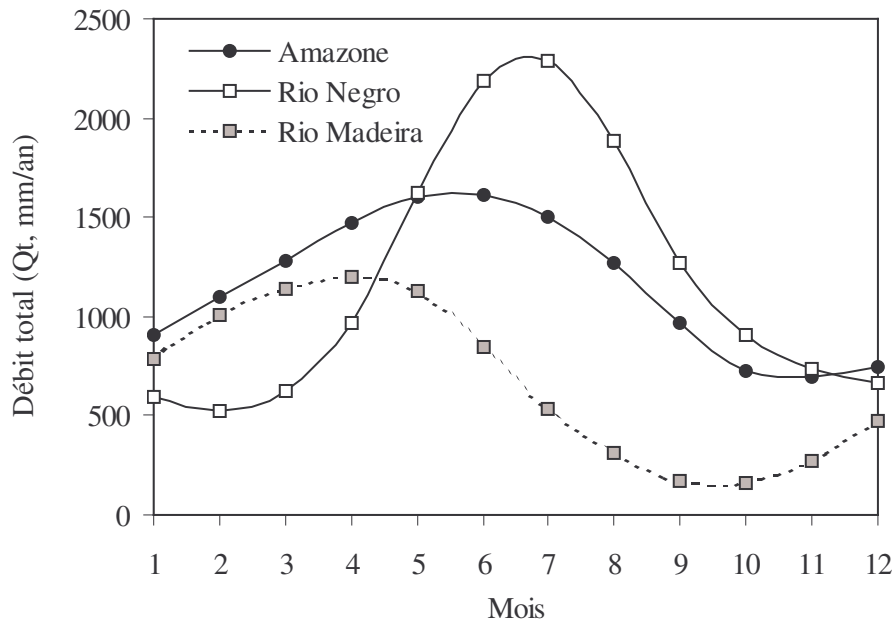


Fig.3.1- Fluctuations saisonnières de débit sur les Rios Madeira, Negro et Amazone. Mise en évidence d'un déphasage concernant l'apparition de la saison humide entre le Nord et le Sud du bassin. Données moyennes DNAEE, 1974-1990.

Les données produites par le service hydrologique Brésilien (DNAEE) résultent d'une transformation des mesures de niveaux d'eau à partir de mesures de débit réalisées spécifiquement au cours du projet CAMREX. Les méthodes sont exposées par Richey *et al.* (1989a). Les données journalières de 1974 à 1990 figurent dans le CD-ROM Pre-LBA initiative.

1.3- Géologie

L'ensemble des résultats, concernant la norme de la roche altérée par érosion chimique, est présenté au chapitre 1. Le détail des résultats, excursion par excursion, pour chaque bassin, figure en annexe (Tableau A10, voir annexes).

On distingue trois types de bassins :

- les bassins à dominante granitique, quasiment dépourvus de carbonates, tels que le Rio Negro et le Rio Jutai, qui présentent des rythmes d'érosion chimique relativement modestes ;
- les bassins à dominante carbonatée, tels que les rios Madeira, Juruá et Solimões, avec des contributions élevées en évaporites et des rythmes d'érosion chimique soutenus (altération active des granites) ;
- les bassins mixtes, à savoir les Rios Iça, Japurá et Purus, qui présentent des rythmes d'altération moyens en raison d'une hétérogénéité entre l'amont, à dominante sédimentaire, et l'aval qui draine un bouclier granito-gneissique.

2- Le bilan biogéochimique des plaines d'inondation

Les plaines d'inondation jouent un rôle déterminant dans le cycle biogéochimique des éléments chimiques bioactifs. L'objectif de cette section est d'identifier les paramètres physico-chimiques soumis à l'action des plaines d'inondation. Les paramètres conservatifs en terme de flux ne sont donc pas influencés par le métabolisme de la rivière : leurs variations doivent donc être strictement interprétées en terme de dynamique des sols.

L'examen des données analytiques s'appuie en premier lieu sur la comparaison des teneurs mesurées à l'exutoire de l'Amazone, à Obidos et des teneurs théoriques obtenues par simple mélange des eaux des affluents. Les différences sont établies excursion par excursion (Figure A8, voir annexes) et sur la moyenne des excursions (tableau 3.2). Elles offrent un aperçu du bilan biogéochimique des plaines d'inondation.

D'autre part, une comparaison des profils en long de concentration est établie entre les stations situées sur le cours principal de l'Amazone et le mélange des eaux provenant des différents affluents. L'interprétation des résultats porte sur l'écart entre le profil en long théorique, établi à partir des affluents, et le profil en long observé. On s'affranchit ainsi des *écueils inévitables liés à une lecture directe des profils en long observés*, ayant fait l'objet de multiples publications et livrant inmanquablement des éléments d'interprétation erronés .

2.1- Méthodes

Les flux et bilans de masse sont maintenant exprimés en terme d'évolution de concentration le long du cours d'eau principal. A l'amont, la composition du Solimões sert de point de départ (1), puis au cours de son cheminement dans les basses plaines, différents affluents se jettent dans le cours principal et modifient la composition physico-chimique initiale : Rios Iça (2), Jutai (3), Japurá (4), Juruá (5), Purus (6), Negro (7), Madeira (8), le dernier avant d'atteindre Obidos, exutoire retenu de l'Amazone (9).

Pour les concentrations (C_i^j) de l'élément i , et l'écoulement total (Q_t^j), après le confluent J , et avant la confluence avec la rivière ($j + 1$), la concentration C_i^{j+1} , après le nouveau confluent, est établie de la manière suivante :

$$C_i^{j+1} = [C_i^j \times \Sigma_l^j Q^j + C_i^{j+1} \times Q^{j+1}] / [\Sigma_l^{j+1} Q^{j+1}] \quad (3.1)$$

Et si $Q_t^j = \Sigma_l^j Q^j$ et $Q_t^{j+1} = \Sigma_l^{j+1} Q^{j+1}$, on tire :

$$C_i^{j+1} = [C_i^j \times Q_t^j + C_i^{j+1} \times Q^{j+1}] / [Q_t^{j+1}] \quad (3.2)$$

Après le confluent j , C_i^j devient C_i^{j+1} , et l'écoulement cumulé passe de Q_t^j à Q_t^{j+1} .

2.2- Bilans moyens

Les profils en long de concentrations (Tableau 3.2) sont le résultat d'une distribution hétérogène des apports au cours principal: en effet, le Rio Solimões (à l'amont), présente les teneurs dissoutes et particulaires les plus fortes tandis que le Rio Negro (le 7^{ème}, à l'aval) draine des eaux très diluées (à l'exception du DOC). Comme pour le sodium, la quasi-totalité des éléments sont dilués de l'amont vers l'aval tandis que l'apport du Rio Madeira, en fin de course, contribue plutôt à renforcer la minéralité des eaux. Quelques exceptions doivent néanmoins être mentionnées : H^+ , NH_4^+ , DOC et CO_2 dont les concentrations augmentent le long du profil, de l'amont vers l'aval.

La lecture de valeurs négatives sur la ligne intitulée Varzeas indique simplement que les plaines d'inondation alimentées par les affluents mineurs (Rios Coari, Tefe, etc) drainent des eaux plus diluées que sur la moyenne des affluents échantillonnés. Les teneurs plus faibles ne peuvent pas être interprétées comme le résultat d'un prélèvement par les varzeas et les teneurs plus fortes comme le résultat d'un relargage diagénétique. C'est plus exactement le résultat d'une contribution spécifique des affluents mineurs, tantôt plus dilués, tantôt plus concentrés que la moyenne des affluents majeurs. Cela peut être le cas pour Na, K, au même titre que la plupart des ions majeurs.

Par contre, des valeurs négatives sur la ligne Varzeas indiquent plus vraisemblablement le prélèvement d'un élément spécifique au niveau des plaines d'inondation. C'est évident pour CSS, la fraction sédimentaire grossière, ainsi que pour POCC, mais aussi pour O_2 tandis que le cas de Cl^- et SO_4^{2-} est plus ambigu (imprécision analytique). Les deux mécanismes impliqués sont la sédimentation des matériaux (organique et minéral) grossiers et le prélèvement par les plantes aquatiques.

Tableau 3.2- Profil de concentration le long du cours principal de l'Amazone, établis par simple mélange des eaux des différents affluents entre Vargem Grande et Obidos. Comparaison avec les concentrations mesurées à Obidos et estimation de la composition des eaux de drainage des plaines d'inondation (varzeás).

	Cations ($\mu\text{mol.l}^{-1}$)						$\mu\text{eq.l}^{-1}$		Anions ($\mu\text{mol.l}^{-1}$)					
Bassin	H ⁺	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	S ⁺	S ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	DOC ⁻	SO ₄ ²⁻	HPO ₄ ²⁻
Solimões	0.05	0.34	198	31.9	457	79.6	1304	1304	989	154.6	13.37	19.02	63.2	0.90
+ Iça	0.11	0.43	178	29.3	400	70.7	1149	1149	869	135.8	12.60	19.09	55.8	0.84
+ Jutai	0.26	0.45	170	28.5	380	67.2	1093	1093	822	128.5	11.94	19.61	54.9	0.81
+ Japurá	0.33	0.52	144	24.9	307	55.6	896	896	671	104.9	11.09	19.27	44.2	0.70
+ Purus	0.36	0.56	134	25.0	277	51.7	816	816	614	91.7	10.49	20.04	39.4	0.70
+ Juruá	0.35	0.56	133	25.4	276	52.1	815	815	617	88.9	10.55	20.32	38.7	0.70
+ Negro	3.35	0.61	110	21.9	210	40.4	638	638	467	73.1	8.62	26.40	30.8	0.57
+ Madeira	2.75	0.71	107	24.7	195	46.1	618	618	451	65.6	9.06	24.73	33.1	0.55

Varzeás	-19.04	0.54	82	36.8	-31	47.5	134	151	86	52.6	28.15	-9.15	-5.8	2.02
---------	--------	------	----	------	-----	------	-----	-----	----	------	-------	-------	------	------

Amazone	0.18	0.69	104	26.1	169	46.3	561	563	408	64.1	11.31	20.73	28.5	0.73
---------	------	------	-----	------	-----	------	-----	-----	-----	------	-------	-------	------	------

	m ³ .s ⁻¹	mm.a ⁻¹	km ²	mg.l ⁻¹	$\mu\text{mol.l}^{-1}$				mg.l ⁻¹					
Bassin	Qt	Qt	Area	DOC	DIC	CO ₂	O ₂	SiO ₂	FSS	CSS	TSS	POCF	POCC	POC
Solimões	46975	1306	1135	3.56	1094	105	181	148	349	107	456	3.76	0.82	4.58
+ Iça	54288	1335	1283	3.57	976	108	181	143	312	95	406	3.43	0.74	4.17
+ Jutai	57713	1342	1357	3.67	941	119	175	142	294	89	383	3.28	0.70	3.98
+ Japurá	73713	1413	1646	3.60	804	131	179	132	241	71	312	2.87	0.65	3.52
+ Purus	85575	1338	1863	3.75	774	160	166	135	218	61	279	2.61	0.57	3.18
+ Juruá	89313	1261	2235	3.80	780	162	165	137	216	60	276	2.57	0.55	3.12
+ Negro	118250	1248	2990	4.93	621	154	160	119	165	45	210	2.05	0.42	2.47
+ Madeira	145513	1051	4370	4.62	601	149	162	124	213	49	262	2.21	0.63	2.85

Varzeás	19488	2470	249	-1.71	628	389	54	171	158	-91	67	3.14	-2.03	1.11
---------	-------	------	-----	-------	-----	-----	----	-----	-----	-----	----	------	-------	------

Amazone	165000	1127	4619	3.87	604	177	149	129	206	33	239	2.32	0.32	2.64
---------	--------	------	------	------	-----	-----	-----	-----	-----	----	-----	------	------	------

	$\delta^{13}\text{C}$			$\delta^{18}\text{O}$	POCF	POCC	PONF	PONC	DOC	DON	DIC	C/N		
Bassin	DIC	POCF	POCC		$\mu\text{mol/L}$							POCF	POCC	DOC
Solimões	-12.53	-26.73	-27.54	-6.85	313.3	68.5	28.0	3.1	296.3	9.3	1094	11.2	21.9	31.8
+ Iça	-12.75	-26.81	-27.59	-6.69	286.2	61.7	25.8	2.8	297.3	9.6	976	11.1	22.1	30.9
+ Jutai	-13.00	-26.85	-27.60	-6.61	273.4	58.2	24.8	2.6	305.5	10.2	941	11.0	22.1	30.0
+ Japurá	-13.27	-26.89	-27.62	-6.52	264.9	55.6	24.3	2.5	312.2	10.4	939	10.9	22.2	29.9
+ Purus	-13.66	-26.97	-27.71	-6.33	233.8	52.2	21.7	2.1	305.7	10.3	808	10.8	24.5	29.6
+ Juruá	-14.22	-27.07	-27.74	-6.22	214.0	46.1	20.2	1.9	316.6	11.1	780	10.6	24.8	28.5
+ Negro	-14.79	-27.12	-27.78	-5.88	170.8	35.1	16.2	1.4	411.2	13.8	621	10.5	24.8	29.9
+ Madeira	-14.90	-27.08	-27.55	-5.85	184.5	37.2	19.6	1.7	385.2	13.3	601	9.4	22.4	29.0

Varzeás	-21.4	-28.6	-31.5	-1.8	261.9	-54.4	17.9	-1.1	-142.5	-8.5	627.6	14.3	0.5	38.9
---------	-------	-------	-------	------	-------	-------	------	------	--------	------	-------	------	-----	------

Amazone	-15.68	-27.26	-28.02	-5.37	193.6	26.4	19.4	1.3	322.9	10.7	604	10.0	19.8	30.2
---------	--------	--------	--------	-------	-------	------	------	-----	-------	------	-----	------	------	------

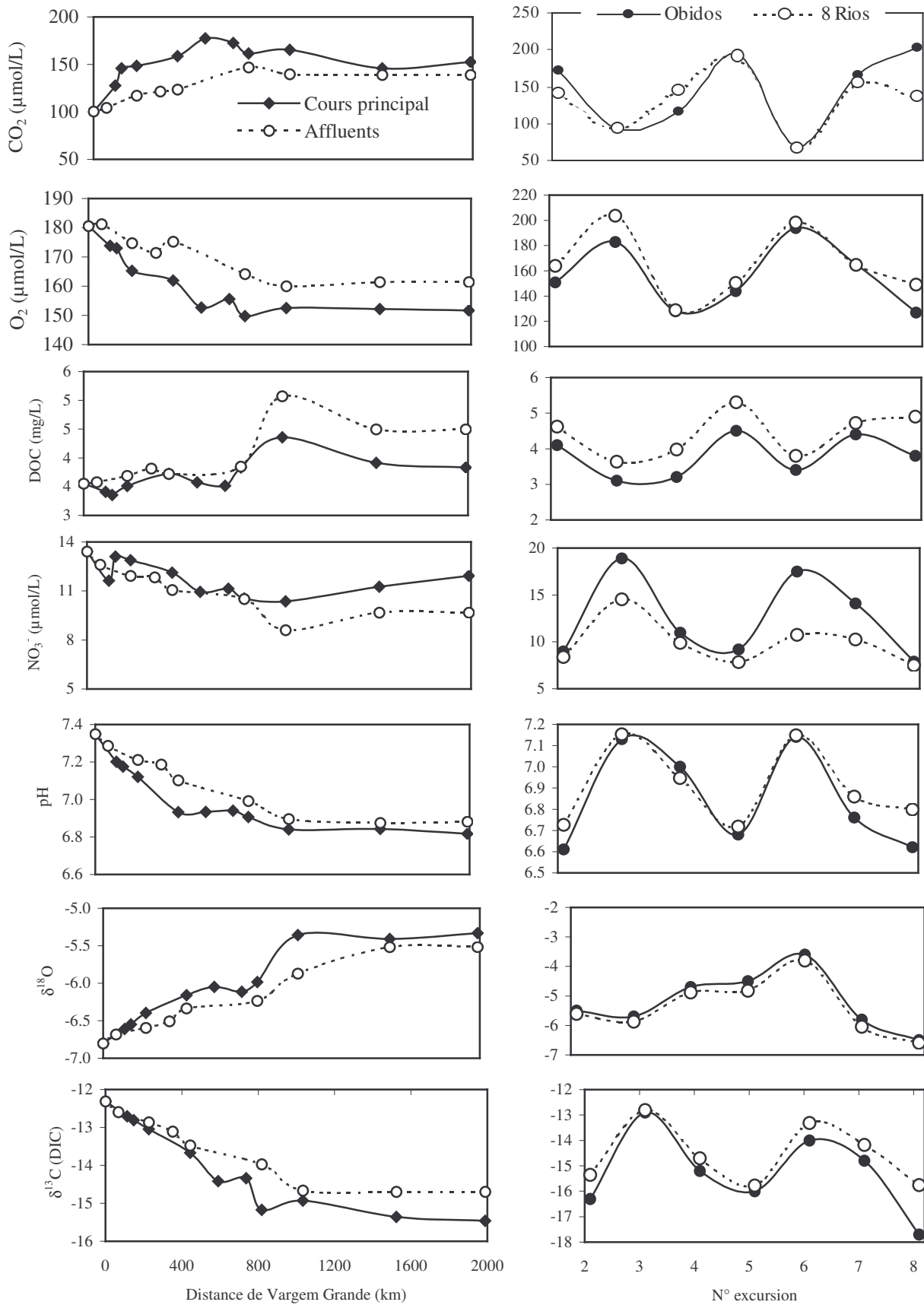


Fig 3.2- Concentrations de quelques éléments caractéristiques le long de l'Amazone, de Vargem Grande (amont) à Obidos (aval).

2.3- La minéralisation

On observe une évolution symétrique des profils de concentrations en O_2 et CO_2 . En effet, les varzeas constituent des lieux de production de CO_2 et des puits d' O_2 . La minéralisation de la matière organique semble dominer au niveau des plaines alluviales qui recueillent les matériaux solides (CSS, POCC) et au niveau desquelles la sédimentation se produit (fraction grossière). L'écart culmine à la confluence avec le Rio Japurá, puis régresse entre Anori et Obidos. Le resserrement des écarts traduit vraisemblablement un rééquilibrage en faveur de l'activité photosynthétique qui prévaudrait sur la minéralisation. Ces tendances sont confirmées par les écarts de pH : à l'amont, le pH observé est très inférieur au pH attendu tandis qu'à l'aval, l'écart se réduit. L'activité photosynthétique tend à relever le pH alors que la minéralisation l'abaisse.

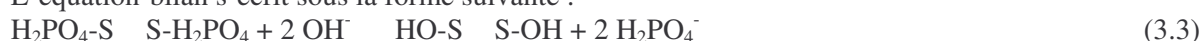
Les variations de teneur en carbone 13 dans la fraction carbonée dissoute, notée $\delta^{13}C(DIC)$, confirment la prévalence de la minéralisation dans les plaines d'inondation. On observe un allègement de ce paramètre qui serait lié à la libération de carbone léger par minéralisation de la matière organique dont le $\delta^{13}C(POC)$ est inférieur à -25 .

La teneur en carbone organique dissous (DOC) diminue de manière significative dans les varzeas (écart moyen = $-0,67$ mg/L). Ce fléchissement se répercute sur l'ensemble des excursions. Par ailleurs, on s'aperçoit que le décrochement entre le profil en long observé et le profil en long théorique survient après la confluence du Rio Negro. Il est probable que l'adsorption, par les matières en suspension de l'Amazone, des acides fulviques apportés par le Rio Negro, masque sa contribution au flux de DOC. Considérer, au vu des bilans de masse, que le DOC est le substrat carboné privilégié de la minéralisation me semble donc prématuré.

2.4- Les éléments bioactifs : azote et phosphore

Les teneurs en NO_3^- observées sont très largement supérieures aux valeurs attendues, et ce quelque soit la station et quelque soit l'excursion. Cet écart suggère une fourniture de nitrates au niveau des plaines alluviales (par minéralisation de la matière organique) supérieure aux prélèvements biologiques.

Le bilan est également excédentaire pour HPO_4^{2-} : un relargage diffus à partir du pool de phosphore particulaire (qui représente 90% du P exporté) est vraisemblable. Les écarts les plus forts sont observés pour les excursions 5 et 6 qui correspondent à la descente de crue et à l'étiage, propices à la sédimentation des matériaux solides. Pour les autres excursions, le flux est quasiment conservatif : le phosphore particulaire déposé dans les varzeas passe en solution dès lors que le pH permet la désorption du P fixé sur les matériaux solides tels que les oxydes métalliques (notés -S S-). L'équation-bilan s'écrit sous la forme suivante :



Par simple analogie à la loi d'action de masse, on déduit que lorsque le pH s'alcalinise, la proportion de phosphore adsorbée diminue. En effet, les sites d'échange offerts par les oxydes métalliques sont saturés par OH^- qui se substitue à $H_2PO_4^-$. En revanche, lorsque le pH s'acidifie, $H_2PO_4^-$ dissous en solution subit une adsorption. A pH croissant, la part de phosphore adsorbée diminue ce qui induit un accroissement des teneurs en phase aqueuse. En période d'étiage, lorsque le pH remonte du fait d'une contribution maximale des nappes et d'une activité photosynthétique renforcée, une partie du phosphore adsorbé passe en solution et justifie des teneurs en $H_2PO_4^-$ élevées.

2.5- L'évaporation

Le profil en long du paramètre $\delta^{18}O$ se caractérise par un alourdissement progressif qui traduit en réalité la contribution d'affluents dépourvus d'attaches andines et dont la composition isotopique des eaux est plus lourde. L'évaporation des plaines d'inondation est clairement mise en évidence par l'analyse du paramètre isotopique $\delta^{18}O$. On observe en effet un accroissement très significatif de l'abondance de l'isotope lourd ^{18}O qui se manifeste par un écart de $+0,52$ ‰ entre la somme des principaux affluents ($\delta^{18}O = -5,85$ ‰) et l'exutoire d'Obidos ($\delta^{18}O = -5,33$ ‰). Notons enfin que l'écart relevé excursion par excursion apparaît d'autant plus grand que le débit est faible ce qui constitue une signature particulièrement explicite des effets de l'évaporation : celle-ci exerce une influence accrue lorsque le temps de séjour des eaux s'allonge, à débit faible.

3- Modèle de mélange à 4 réservoirs

Sur le bassin de l'Amazonie, les plaines d'inondation dénaturent le bruit de fond géochimique des nappes, fortement contributives au débit d'étiage. Il a été proposé de partager cet écoulement de base en deux composantes fictives : Rn, l'écoulement de nappe vrai et Rd, l'écoulement de nappe transformé sous l'action biochimique des plaines d'inondation. Aussi, il est possible de retrouver la logique de fonctionnement des sols en identifiant clairement l'influence de la rivière.

3.1- Le contrôle de $\log fO_2^*$: photosynthèse et respiration

Log fO_2^* , calculé à partir de la teneur en oxygène dissous, augmente naturellement avec la turbulence des cours d'eau, déterminée par la morphologie (pente, altitude) des bassins. La charge solide grossière (CSS) est utilisée comme indice de pente, en admettant que la mise en suspension de sédiments grossiers dépend des caractéristiques topographiques du bassin.

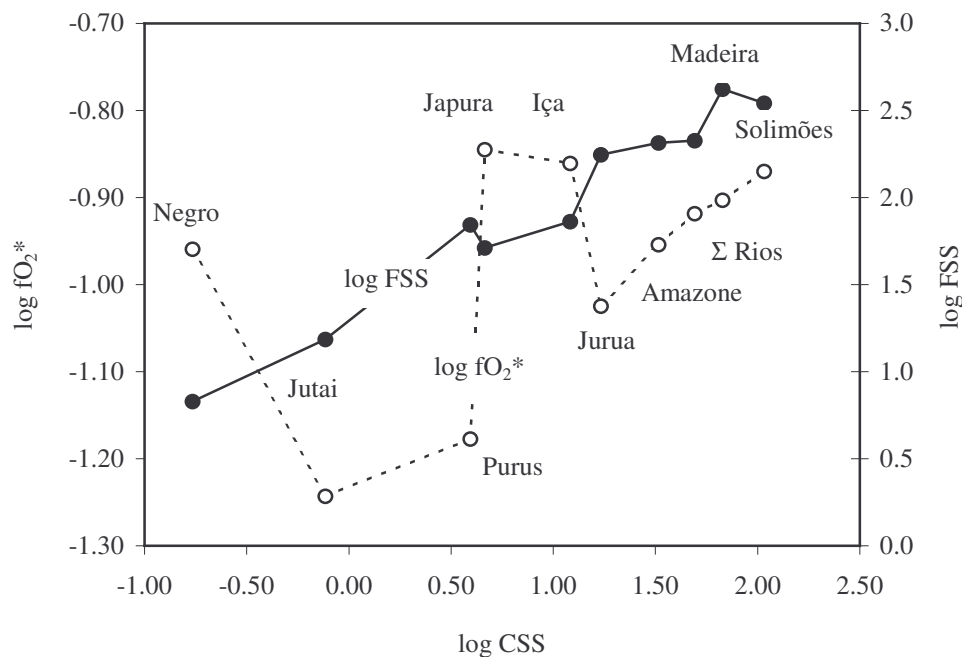


Figure 3.3- Variation des valeurs moyennes de $\log fO_2^*$ (trait pointillé), en fonction de $\log CSS$ et mis en regard avec $\log FSS$ (trait plein). Valeurs moyennes pour les différents Rios du bassin de l'Amazonie.

On note une covariation positive (figure 3.3) entre $\log fO_2^*$ et $\log CSS$, indiquant que l'oxygénation des eaux est accrue en secteur de montagne, propice aux turbulences. On s'aperçoit, en interprétant la figure ci-dessus, que la charge en suspension FSS intervient à deux niveaux :

- (1)- d'une part, FSS augmente avec l'indice de pente et la topographie ce qui induit une covariation positive avec $\log fO_2^*$, d'autant plus grand que la pente est forte ;
- (2)- d'autre part, la charge solide FSS réduit la transparence des eaux de rivière ce qui contrarie la production algale et abaisse la quantité d'oxygène produite.

Cette ambivalence de FSS est clairement traduite par la régression suivante :

$$\log fO_2^* = 0,33 \log (\text{Altitude} - 100) - 0,03 \log FSS - 1,06 \quad (R = 0,78) \quad (3.4)$$

A la lumière de l'ensemble de ces éléments, l'oxygène dissous apparaît être un excellent indicateur de l'activité photosynthétique des varzeás. Il est donc proposé que ce paramètre soit utilisé comme traceur chimique de l'écoulement Rd.

3.2- Méthode de séparation de l'hydrogramme en 4 composantes

Le meilleur paramètre pour tracer Rd est bien entendu la teneur en oxygène dissous, pour les raisons invoquées précédemment. Le traçage chimique de Rs et Ri repose toujours sur la charge solide FSS alors que le traçage chimique de Ri et Rb est permis par Na^+ , marqueur des processus d'évaporation-dissolution. Avec ces trois traceurs (O_2 , Na^+ et FSS), il est possible d'établir les contributions respectives de chaque réservoir à l'écoulement total, en tout point de l'hydrogramme.

Les concentrations de FSS dans Rs et Ri, établies par la méthode du triangle (voir chapitre 1), restent valables au même titre que les teneurs en Na^+ dans Rs, Ri et Rb. Par convention, en supposant que le transfert de sodium est strictement conservatif, on retient l'égalité suivante:

$$[\text{Na}^+] \text{ Rb} = [\text{Na}^+] \text{ Rn} = [\text{Na}^+] \text{ Rd} \quad (3.5)$$

De même, par convention, on retient une charge solide nulle dans Rn et dans Rd :

$$[\text{FSS}] \text{ Rb} = [\text{FSS}] \text{ Rn} = [\text{FSS}] \text{ Rd} = 0 \quad (3.6)$$

Enfin, par approximations successives, on détermine $[\text{O}_2]$ Rs, $[\text{O}_2]$ Ri et $[\text{O}_2]$ Rd de sorte (1) que les contributions de Rs et Ri dans le modèle à 4 réservoirs soient ajustées aux valeurs obtenues dans le modèle à trois réservoirs et que (2) $\% \text{Rn} + \% \text{Rd} = \% \text{Rb}$.

Par convention, on retient :

$$[\text{O}_2] \text{ Rn} = 0 \quad (3.7)$$

$$[\text{O}_2] \text{ Ri} = 0,25 \times [\text{O}_2] \text{ Rs} \quad (3.8)$$

3.3- Résultats

Les résultats présentés aux tableaux 3.4a et 3.4b recensent la quasi-totalité des paramètres mesurés. Une discussion détaillée des résultats est proposée dans les sections suivantes.

3.3.1- Les espèces chimiques à flux conservatif

Sur certains paramètres (Na, K, Mg, Cl, S), les différences relevées entre Rn et Rd ne sont pas statistiquement significatives, indiquant que le métabolisme des plaines d'inondation ne modifie pas le bruit de fond géochimique des sols. Dans ces conditions, le flux est jugé conservatif, comme le confirment les profils en long comparés présentés en annexe (Figure A8). Les distributions retenues correspondent à celles proposées au chapitre 1, de sorte que $[\text{X}] \text{ Rn} = [\text{X}] \text{ Rd} = [\text{X}] \text{ Rb}$.

3.3.2- Qualité descriptive

La qualité descriptive du modèle proposé est considérablement améliorée par rapport au modèle à 3 réservoirs. La médiane des coefficients de corrélation R^2 , reportée au tableau 3.3, passe en moyenne de 0,52 à 0,68. L'amélioration de la qualité descriptive se répercute sur la totalité des Rios ; ceci dit, les résultats obtenus sur les rios Negro Jutai demeurent insuffisants, la médiane se situant autour de 0,40.

Tableau 3.3- Identification de 4 catégories homogènes de coefficients de corrélation (R^2). Valeurs seuil (1^{er} quartile, médiane, 3^{ème} quartile) établies pour les modèles à 3 et 4 réservoirs.

Bassin	Modèle à 3			Modèle à 4		
	1 ^{er} quartile	Médiane	3 ^{ème} quartile	1 ^{er} quartile	Médiane	3 ^{ème} quartile
Solimões	0.39	0.56	0.89	0.53	0.79	0.94
Iça	0.27	0.57	0.69	0.51	0.65	0.79
Jutai	0.08	0.17	0.36	0.20	0.41	0.63
Japura	0.45	0.71	0.85	0.85	0.94	0.98
Jurua	0.39	0.64	0.91	0.60	0.74	0.93
Purus	0.37	0.60	0.73	0.53	0.69	0.86
Negro	0.09	0.18	0.47	0.24	0.39	0.58
Madeira	0.40	0.72	0.86	0.61	0.82	0.93
Amazone	0.30	0.54	0.70	0.40	0.64	0.84
Σ Rios	0.30	0.52	0.72	0.51	0.68	0.83

Tableau 3.4a- Répartition des substances carbonées (DIC, DOC, POCF, POCC, CO₂), des substances bioactives, de la silice dissoute et de l'oxygène (O₂) au sein des 4 réservoirs Rs, Ri, Rn et Rd.

Bassin	K			Carbone							SiO ₂	O ₂
		%Qk	pH	DIC	DOC	POCF	POCC	CO ₂	NO ₃ ⁻	HPO ₄ ²⁻		
Negro	Rs	0.31	5,26	138	7.8	0.6	0.1	130	5,3	0,05	64	147
	Ri	0.47	4,79	111	8.3	0.2	0.0	108	1,0	0,11	72	41
	Rn	0.11	4,69	41	8.6	0.2	0.0	41	0,9	0,09	72	9
	Rd	0.11	4,64	295	10.5	1.2	-0.1	289	3,8	0,72	32	735
	M		4,91	132	8.4	0.4	0.0	128	2,7	0,16	65	147
Iça	Rs	0.41	6.80	52	1.5	2.4	0.4	-41	12,5	0,54	103	247
	Ri	0.40	6.16	324	5.5	0.2	0.3	208	7,4	0,65	132	68
	Rn	0.10	4.17	759	4.5	0.0	0.0	666	4,8	0,11	130	10
	Rd	0.10	7.24	-58	3.7	2.6	-0.6	-95	-8,0	-0,19	2	580
	M		6,27	219	3.6	1.3	0.2	122	7,7	0,47	107	185
Jutai	Rs	0.38	4,34	849	10.2	2.4	0.0	843	0,3	-0,39	98	79
	Ri	0.42	5,89	74	4.5	0.6	0.0	-14	2,0	0,71	111	17
	Rn	0.10	5,40	1057	1.1	0.0	0.0	913	0,9	0,25	178	10
	Rd	0.09	9,47	-847	-7.7	-3.2	0.0	-1103	4,1	1,72	254	406
	M		5,58	383	5.2	0.9	0.0	305	1,4	0,34	126	77
Japurá	Rs	0.43	6,94	-142	3.5	1.7	0.4	-177	16,4	0,26	128	257
	Ri	0.38	5,17	481	4.4	1.1	0.6	452	4,0	0,25	72	69
	Rn	0.11	6,38	1001	0.5	1.1	0.6	736	-3,4	-0,02	131	19
	Rd	0.08	7,37	1001	1.5	1.1	0.6	0	-3,4	1,13	9	669
	M		6,24	307	3.4	1.4	0.5	175	8,0	0,29	98	191
Purus	Rs	0.26	5,91	212	7.1	2.7	0.2	267	10,7	0,49	107	115
	Ri	0.49	6,01	578	5.6	0.5	0.1	423	1,8	0,87	132	27
	Rn	0.14	6,55	1321	0.1	0.1	0.0	583	4,3	0,13	252	18
	Rd	0.11	7,79	606	0.4	0.6	-0.2	-240	23,0	1,06	210	401
	M		6,26	592	4.6	1.0	0.1	334	6,8	0,68	151	89
Madeira	Rs	0.19	6,79	213	5.5	11.0	3.8	70	26,8	0,54	162	288
	Ri	0.52	6,21	476	3.9	1.8	3.2	245	-0,2	0,22	146	75
	Rn	0.19	7,94	898	0.1	0.0	0.0	18	2,3	0,53	110	20
	Rd	0.09	8,25	548	1.7	-1.5	-9.4	-165	58,4	1,89	149	733
	M		6,84	513	3.3	2.9	1.5	130	10,9	0,50	142	167
Juruá	Rs	0.19	6,64	627	5.0	4.6	0.2	279	34,0	1,04	175	151
	Ri	0.51	6,54	724	5.6	0.7	0.2	291	2,1	0,70	163	43
	Rn	0.16	7,50	1517	0.2	0.1	0.0	115	5,2	0,59	205	18
	Rd	0.13	7,61	1250	8.4	2.3	0.1	-7	26,2	0,63	227	563
	M		6,85	902	5.0	1.6	0.2	222	11,9	0,74	181	127
Solimões	Rs	0.34	7,33	1036	5.2	7.2	1.2	81	15,8	0,34	164	311
	Ri	0.45	7,12	1505	5.0	3.0	0.9	195	1,5	0,81	105	80
	Rn	0.16	7,69	802	-1.5	0.0	0.0	36	27,1	1,91	146	19
	Rd	0.05	8,24	-1258	-4.8	-0.7	0.0	-316	60,1	2,27	433	705
	M		7,34	1094	3.6	3.8	0.8	105	13,4	0,90	148	181
Amazone	Rs	0.30	6,63	541	5.8	4.9	0.6	178	23,1	0,20	107	240
	Ri	0.45	6,34	668	3.7	1.9	0.4	300	-2,0	0,85	129	65
	Rn	0.17	7,43	836	0.2	0.0	0.0	65	1,8	1,59	163	20
	Rd	0.08	8,12	-53	5.3	-0.1	-0.8	-304	65,5	0,14	140	582
	M		6,75	604	3.9	2.3	0.3	177	11,3	0,73	129	149
Σ Rios	Rs	0.31	7,03	447	5.5	4.7	1.1	80	14,4	0,31	129	240
	Ri	0.46	6,56	724	5.5	1.6	0.9	226	1,6	0,49	109	63
	Rn	0.14	7,18	784	1.0	0.2	-0.1	169	10,6	0,87	135	17
	Rd	0.08	7,12	112	2.6	0.1	-1.5	-88	28,0	1,30	164	663
	M		6,84	595	4.6	2.2	0.6	146	9,1	0,55	124	162

Tableau 3.4b- Répartition des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) au sein des 4 réservoirs Rs, Ri, Rd et Rn. Détermination des ratios atomiques C/N et des fugacités en O_2 et CO_2 .

Bassin	k	Qk	Isotopes				C/N		Log f(X)	
			$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$ (DIC)	$\delta^{13}\text{C}$ (POCF)	$\delta^{13}\text{C}$ (POCC)	POCF	POCC	CO_2^{**}	O_2^{**}
Negro	Rs	378	-6.6	-27.3	-28.0	-34.5	12.4	22.0	-2.33	-28.75
	Ri	570	-6.5	-23.0	-27.1	-30.6	6.4	22.5	-2.63	-27.97
	Rn	128	-4.1	-18.8	-25.1	-26.9	0.9	22.9	-3.11	-27.36
	Rd	133	6.6	-34.3	-35.4	-41.4	25.8	21.1	-1.13	-30.12
	M	1210	-4.85	-25.13	-28.09	-32.60	9.86	22.22	-2.42	-28.39
Iça	Rs	633	-2.0	-18.8	-28.3	-28.5	8.4	26.3	-2.64	-30.01
	Ri	623	-5.9	-18.2	-26.0	-29.7	13.3	15.7	-2.71	-28.55
	Rn	152	-3.9	-18.0	-25.3	-26.2	13.0	16.0	-1.23	-27.12
	Rd	151	-21.6	-34.7	-41.4	-28.6	-1.2	21.5	-1.80	-34.45
	M	1559	-5.64	-20.04	-28.36	-28.76	9.88	20.59	-2.45	-29.58
Jutai	Rs	561	-1.6	-30.6	-23.1	-21.7	7.0		-1.21	-28.29
	Ri	619	-8.9	-23.5	-27.9	-32.4	9.6		-2.28	-29.56
	Rn	145	-3.0	-15.0	-39.1	-48.0	7.0		-1.53	-28.46
	Rd	136	-6.6	9.2	-43.3	-46.8	12.5		-5.01	-32.28
	M	1461	-5.31	-22.33	-28.62	-31.18	8.59	21.30	-2.05	-29.22
Japurá	Rs	758	-11.0	-12.7	-22.1	-18.8	11.5	17.2	-3.37	-29.48
	Ri	665	-4.7	-28.2	-28.6	-32.8	11.7	20.6	-1.44	-28.75
	Rn	189	5.2	-11.3	-38.8	-40.6	4.5	34.0	-1.55	-30.96
	Rd	134	5.2	-11.3	-38.8	-40.6	4.5	34.0	-1.55	-30.96
	M	1747	-5.63	-18.33	-27.65	-28.18	10.29	21.61	-2.30	-29.48
Purus	Rs	261	-5.2	-22.7	-27.3	-28.7	8.4	23.1	-1.97	-29.44
	Ri	492	-6.8	-21.3	-30.8	-29.8	9.3	23.1	-1.77	-29.48
	Rn	144	-3.1	-13.6	-25.2	-27.1	7.4	23.1	-1.78	-28.72
	Rd	109	-3.2	-8.2	-29.7	-33.5	5.4	23.1	-3.51	-31.10
	M	1006	-5.47	-19.15	-28.96	-29.56	8.40	23.10	-2.01	-29.54
Madeira	Rs	119	-12.0	-15.3	-25.8	-33.8	9.0	10.8	-2.52	-30.04
	Ri	327	-3.1	-21.0	-28.7	-23.1	9.4	17.9	-1.96	-30.01
	Rn	119	-3.0	-10.0	-25.0	-23.1	8.0	20.0	-3.15	-30.72
	Rd	59	-10.9	3.5	-23.6	-40.2	-0.8	24.5	-3.35	-29.50
	M	623	-5.53	-15.51	-26.96	-26.78	8.09	17.54	-2.43	-30.10
Juruá	Rs	106	-2.2	-18.7	-27.5	-24.9	9.7	23.1	-2.14	-29.08
	Ri	279	-5.6	-20.2	-27.5	-25.6	8.7	17.4	-2.02	-29.86
	Rn	89	-1.9	-13.9	-24.9	-24.1	9.1	25.0	-2.54	-29.97
	Rd	70	-12.4	-9.6	-35.3	-53.3	4.1	45.2	-2.47	-31.63
	M	544	-5.18	-17.50	-28.11	-28.74	8.36	23.29	-2.19	-29.95
Solimões	Rs	442	-8.1	-11.6	-27.8	-30.8	10.4	23.1	-2.51	-30.08
	Ri	594	-9.8	-15.0	-26.4	-25.8	13.1	13.9	-2.15	-29.89
	Rn	203	0.2	-10.1	-24.6	-23.3	10.0	30.1	-2.96	-31.22
	Rd	67	5.7	-4.2	-28.8	-34.3	8.3	66.1	-4.31	-32.42
	M	1306	-6.85	-12.53	-26.73	-27.54	11.42	22.23	-2.51	-30.29
Amazone	Rs	337	-7.5	-14.7	-27.4	-30.0	11.0	21.4	-2.19	-29.25
	Ri	512	-6.4	-19.4	-28.0	-27.1	12.6	18.6	-1.94	-29.76
	Rn	192	-2.0	-12.3	-26.1	-25.0	5.2	21.7	-2.70	-31.16
	Rd	86	-0.7	-5.1	-24.8	-32.1	4.3	18.6	-3.75	-30.31
	M	1127	-5.51	-15.68	-27.26	-28.02	10.22	19.98	-2.28	-29.89
Σ Rios	Rs	326	-7.8	-14.6	-26.2	-28.1	10.5	21.5	-2.51	-29.82
	Ri	487	-6.7	-17.1	-27.2	-26.3	10.3	19.0	-2.11	-29.54
	Rn	149	-1.3	-10.4	-25.9	-24.9	7.4	26.9	-2.69	-30.29
	Rd	88	-1.5	-11.0	-31.4	-36.9	10.1	35.1	-2.69	-31.25
	M	1051	-5.82	-14.86	-27.08	-27.55	9.89	22.27	-2.37	-29.88

3.3.3- Différences entre Rn et Rd

Les différences entre Rn et Rd se portent principalement sur les composantes du cycle du carbone. Pour illustrer l'influence de la photosynthèse sur la composition des eaux, un récapitulatif est proposé au tableau 3.5 dans lequel les écarts entre Rn et Rd sont interprétés pour chaque variation de 100 $\mu\text{mol/L}$ d' O_2 . Considérant par exemple le pH sur l'Amazone, on obtient un accroissement de 0,12 unités pH pour chaque accroissement de 100 $\mu\text{mol/L}$ d' O_2 . Cet accroissement du pH coïncide avec une diminution de 61 $\mu\text{mol/L}$ de CO_2 , vraisemblablement prélevés par la biomasse fluviale. On note par ailleurs un fléchissement des teneurs en Ca^{2+} et en HCO_3^- qui témoigne d'une précipitation de calcite dans le lit du fleuve. Les teneurs en DOC et en nitrates augmentent significativement tandis que la teneur en silice fléchit. Le fractionnement biologique des éléments se manifeste sur le $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) qui s'allège dans Rd en même temps que $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) s'alourdit. La ponction de CO_2 pour les besoins de la photosynthèse s'opère sur le carbone léger : la composition isotopique du POCC produit dans les rivières est donc significativement allégée, au détriment du carbone inorganique dissous, alourdi.

Tableau 3.5- Ecart de composition entre Rn et Rd pour une variation équivalente à +100 $\mu\text{mol/L}$ d' O_2 .

Bassin	pH	Ca^{2+}	NO_3^-	DIC	DOC	POCC	$\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$	$\delta^{13}\text{C}(\text{POCF})$	$\delta^{13}\text{C}(\text{POCC})$	SiO_2	CO_2
Negro	-0.01	-1.4	0.5	32	0.24	-0.01	-2.03	-1.39	-1.97	-5	31
Iça	0.05	1.3	-2.3	-141	-0.14	-0.11	-2.94	-2.82	-0.42	-22	-130
Jutai	1.05	-19.2	0.8	-460	-2.17	0.00	6.15	-1.07	0.29	19	-496
Japura	0.15	0.0	0.0	0	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	-20	-104
Purus	0.32	1.0	5.4	-177	0.07	-0.05	1.38	-1.17	-1.66	-11	-191
Madeira	0.04	-11.9	7.9	-48	0.21	-0.47	1.89	0.19	-2.39	6	-24
Jurua	0.02	-10.9	4.0	-48	1.48	0.01	0.77	-1.90	-5.34	4	-21
Solimoes	0.08	0.0	4.8	-301	-0.49	0.00	0.86	-0.61	-1.62	43	-52
Amazone	0.12	-36.7	11.4	-156	0.89	-0.15	1.28	0.22	-1.26	-4	-61
Σ Rios	-0.01	-7.6	2.8	-103	0.24	-0.12	-0.11	-0.86	-1.94	5	-38

3.4- Test de validation : calibration de la loi de partage Rd vs Rn

En s'appuyant sur le partage pré-établi entre Rd et Rn (avec $\text{Rd} + \text{Rn} = \text{Rb}$), on parvient à calibrer des régressions reliant QRd avec Qt et la charge solide fine FSS. En effet, à mesure que le débit total Qt diminue, le temps de résidence des eaux dans le fleuve s'allonge ce qui accentue la signature biochimique de la rivière. Par ailleurs, il a été démontré que l'activité biochimique est contrôlée par la turbidité des cours d'eau qui module les rythmes de photosynthèse : la prise en compte de la charge solide fine, principal agent de turbidité, apparaît à ce titre justifié.

L'ajustement est réalisé sur l'équation suivante :

$$\text{QRd} = A \cdot \text{Qt} / (A + \text{Qt}) \times 10^{B \times \text{FSS}} \quad (3.9)$$

Ainsi, lorsque $\text{FSS} = 0$ et $\text{Qt} = 0$, on obtient $\text{QRd} = \text{Qt}$.

Dans ce cas, la valeur de A définit un potentiel d'interférence biologique qui se manifeste d'autant mieux que les étiages sont sévères.

La valeur de B définit un potentiel d'inhibition de la photosynthèse par la teneur en suspensions : ce potentiel est d'autant plus grand que B est négatif.

Les résultats de cette approche sont fournis dans le tableau 3.6.

Tableau 3.6- Coefficients d'ajustement permettant de déterminer QRd en fonction de Qt et FSS.

	Amazone	Solimões	Madeira	Negro	Purus	Jurua	Iça	Jutai	Japurá
A	732	1031	87	128	164	76	183	271	150
B (x 10^3)	-3,89	-2,44	-0,42	-0,60	-0,29	-0,29	-0,60	-0,17	0
R ²	0,88	0,83	0,68	0,23	0,75	0,72	0,03	0,77	-

On distingue les cours d'eau pour lesquels l'activité biologique est faiblement influencée par la charge solide (Iça, Negro, Japurá) : la contribution de Rd au débit total est quasiment constante ($A \ll \text{Qt}$) ce

qui explique le caractère très approximatif des ajustements réalisés. Le cas du Japurá est à ce titre exemplaire.

L'Amazone et le Solimões manifestent au contraire une très grande sensibilité des mécanismes photosynthétiques à la présence de suspensions fines. Une relation directe particulièrement explicite (figure 3.4) peut ainsi être établie entre FSS (valeur mesurée) et QRd (estimé par traçage à l'O₂). Les valeurs obtenues pour A témoignent d'une activité biologique intense en eaux peu turbides.

Enfin, un dernier groupe se distingue correspondant aux bassins secs (ou à saisons contrastées) drainant la partie sud du bassin de l'Amazone : il s'agit du Madeira, du Juruá et du Purus. Ces bassins se caractérisent par un écoulement Rd relativement modeste ($A < 200$) en volume mais dont la contribution au débit d'étiage peut se révéler très significative. Par ailleurs, l'inhibition exercée par la turbidité des eaux apparaît moins nettement que pour le Solimões et l'Amazone ($B > -0,45.10^{-3}$).

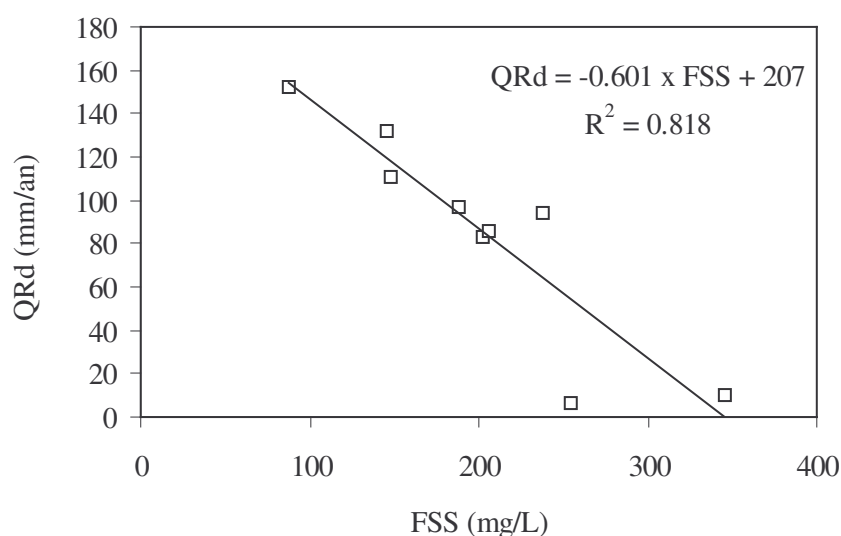


Figure 3.4- Relation entre le débit fictif QRd (nappes transformées) et la charge solide fine (FSS), agent de turbidité des eaux. Mise en évidence d'un contrôle de l'activité biologique de l'Amazone par la turbidité des eaux, facteur d'inhibition.

Le cas du Jutai manifeste un comportement intermédiaire entre les bassins secs du sud et les bassins humides du Nord. En effet, la contribution de QRd au débit total apparaît peu influencée par la charge en suspensions, qui reste tout le temps faible ; par contre QRd/Qt semble très dépendant de l'écoulement total si bien qu'en période d'étiage, la contribution de QRd au débit augmente très significativement.

4- La dynamique des sols

4.1- L'érosion mécanique

La portion amont du bassin du Madeira, à Villabella (903 000 km² à la frontière entre le Brésil et la Bolivie), offre la possibilité de caractériser quelques paramètres spécifiques à la région andine du point de vue de l'érosion mécanique (Guyot, 1993). La zone étudiée (25% dans les Andes, à une altitude > 500 m; 48% sur le piémont andin et les basses plaines (Llanos), entre 100 et 500 m d'altitude ; 27% à une altitude < 100 m) représente 65% de la totalité du bassin.

La concentration moyenne des suspensions à Villabella, atteint 400 mg.l⁻¹ (Guyot, 1993), puis sur la partie aval (477 000 km²), cette valeur augmente très légèrement (460 mg.l⁻¹). Le tronçon aval draine un massif cristallin coiffé de dépôts sédimentaires dont la contribution à la charge solide est au moins égale à celle de l'amont. Cela démontre que l'érosion mécanique des plaines amazoniennes peut être

très forte, selon la nature des affleurements géologiques. Les rivières claires sont sans équivoque celles qui drainent les massifs cristallins exempts de dépôts sédimentaires ou de schistes (Rio Negro, Iça...). Le projet ECEREX (Sarrailh, 1990) a montré que le ruissellement superficiel obtenu sur des petits bassins versants du bouclier guyanais induit une charge solide qui se situe entre 200 et 500 mg.l⁻¹. Ces valeurs se rapprochent des teneurs estimées pour le rio Purus et le Niger (250 mg.l⁻¹).

Pour le Rio Madeira à São Jose do Amajari, la concentration des matières en suspension dans le ruissellement superficiel est nettement supérieure (> 2000 mg.l⁻¹). A l'évidence, dans ce cas précis, les matériaux en suspension sont arrachés des versants abrupts de la cordillère des Andes. Les teneurs en suspension relevées sur les stations de l'amont, toujours très fortes (pouvant atteindre plusieurs milliers de mg.l⁻¹) sont très dispersées, le maximum étant obtenu sur le Rio Achumani avec 80 000 mg.l⁻¹ (Guyot, 1993). Une partie de ces matériaux, ne faisant pas l'objet d'une sédimentation précoce dans les basses plaines, se retrouve à l'aval, véhiculé par l'écoulement rapide de ruissellement superficiel. L'essentiel de l'érosion mécanique se produit dans les Andes mais une part non-négligeable s'opère à l'aval, sur des zones relativement plates.

Selon Guyot (1993), la granulométrie des matériaux solides provenant des Andes se caractérise par une fraction grossière importante en proportion et en quantité. Les rivières andines présentent des ratios CSS/TSS plus forts que les rivières de plaines et très supérieurs aux ratios mesurés à l'aval des grands bassins du Madeira et du Solimões. Bien entendu, cet écart vient du fait que la fraction grossière se dépose plus facilement que la fraction fine lorsque le paysage s'aplanit.

Par ailleurs, dans les suspensions provenant des montagnes, le quartz est abondant mais pas dominant, les feldspaths sont bien représentés tandis que la fraction argileuse dépasse systématiquement 50% du total. Dans la fraction argileuse, illite et chlorite constituent les deux composantes dominantes, reflétant un faible degré de maturité et d'altération. Aussi, l'érosion mécanique dans les hauteurs andines résulte essentiellement d'un décapage de surface mobilisant des fragments rocheux non encore altérés. Dans les plaines et les varzeas, au contraire, les matériaux solides en suspension ont préalablement été soumis à une érosion chimique avancée.

4.1.1- Charge en suspension dans l'écoulement total

La fraction grossière CSS provient bien entendu de l'ablation directe de fragments de roches (minéraux primaires), peu ou pas altérés, au même titre que les sédiments immatures trouvés dans les varzeas (Martinelli, 1993 ; Tardy *et al.*, à paraître).

Par contre, la fraction fine FSS provient de deux sources distinctes :

- (1)- La première source correspond à l'altération des roches cristallines et à la dissolution des roches carbonatées (e.g marnes) qui fournissent des minéraux secondaires susceptibles d'être mobilisés par le ruissellement superficiel : en ce sens l'érosion chimique constitue un prélude à l'érosion mécanique.
- (2)- La seconde source de matériaux solides concerne l'ensemble des matériaux fins susceptibles d'être mobilisés par ablation directe de roches sédimentaires tendres telles que l'argillite, les marnes et les black shales dont la présence relativement abondante a été mentionnée sur les bassins du Juruá, du Solimões et du Madeira (et donc de l'Amazone) par Stallard et Edmond (1983). Les minéraux argileux les plus caractéristiques de ce type de source sont la montmorillonite, la vermiculite et l'illite.

La question qui émerge maintenant est de déterminer l'origine des matériaux solides mobilisés, provenant de l'altération chimique ou de l'ablation des roches sédimentaires tendres. Le modèle proposé pour résoudre ce problème repose sur la mise en corrélation de log (FSS) en fonction de log (CSS). Les 3 rivières exemptes de roches sédimentaires tendres : Rios Negro, Jutai et Iça, sont sur une même droite, représentative d'un régime d'érosion exclusivement de type WEA (consécutif à l'altération de minéraux primaires) :

$$\text{Log [FSS-WEA (Qt)]} = 0,5806 \times \text{log [CSS(Qt)]} + 1,2366 \quad (3.10)$$

Par conséquent, FSS-WEA (Qt) augmente à peu près au même rythme que la racine carrée de CSS, ce qui fournit une courbe de calibration empirique des proportions de fraction fine et de fraction grossière attendues en régime d'érosion de type altération. La fraction restante résulterait donc d'un régime d'érosion mécanique de type BSH correspondant à l'ablation directe des roches sédimentaires tendres non encore soumises à l'altération chimique. Finalement, le ratio FSS-BSH (Qt) / FSS (Qt) fournit un indice lithologique correspondant à la proportion de black shales (incluant argillites et marnes)

contributive à l'érosion mécanique totale. Les résultats obtenus (tableau 3.7) semblent en parfait accord avec les estimations semi-quantitatives fournies par Stallard et Edmond (1983). Le Rio Madeira présente une contribution des black shales maximale (53%), précédant les Rios Juruá (50%) et Purus (46%). Le bassin du Rio Solimões, qui présente une forte proportion de roches sédimentaires (FR = 43%) et d'évaporites est finalement peu influencé par les black shales (26%).

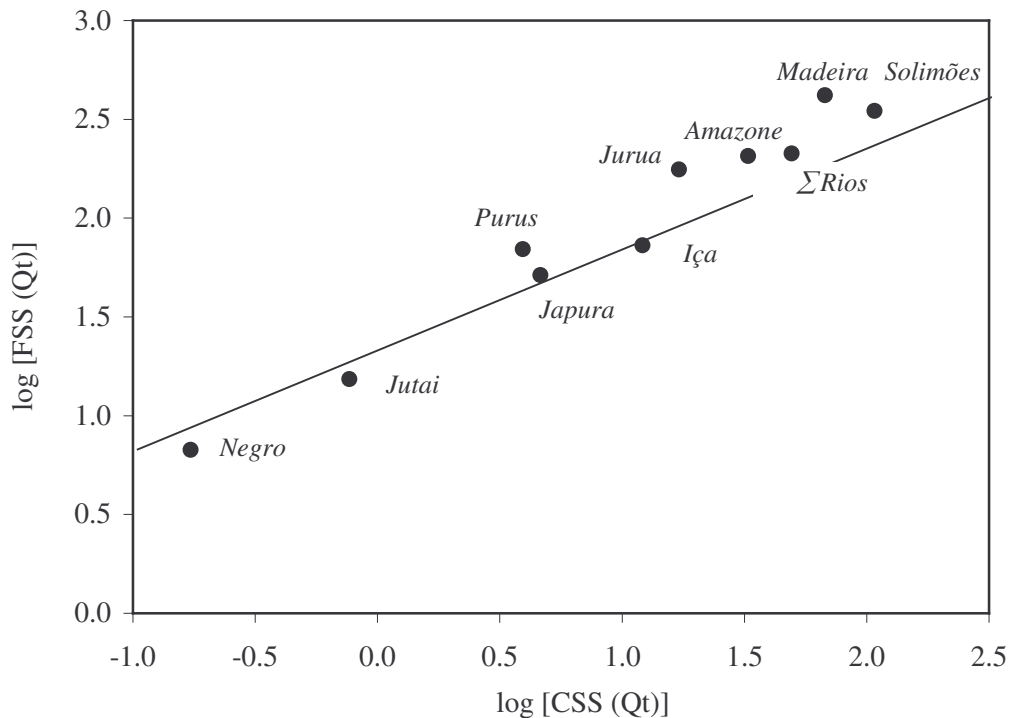


Figure 3.5- Relation entre $\log [FSS(Q_t)]$ et $\log [CSS(Q_t)]$. Distinction entre l'érosion mécanique de type WEA consécutive à l'altération chimique $[FSS-WEA (Q_t)]$ et l'érosion mécanique de type BSH consécutive à l'ablation directe de roches sédimentaires tendres $[FSS-BSH (Q_t)]$.

Tableau 3.7- Modèle estimant la contribution des argillites, marnes et black shales à la charge solide FSS dans les cours d'eau.

	CSS(Q_t)	$\log CSS(Q_t)$	FSS(Q_t)	$\log FSS(Q_t)$	FSS-WEA(Q_t)	FSS-BSH(Q_t)	FSS-BSH/FSS(Q_t)
Negro	0.2	-0.76	6.7	0.83	6.2	0.6	0.09
Jutai	0.8	-0.12	15.4	1.19	14.7	0.7	0.04
Iça	12.1	1.08	72.9	1.86	72.8	0.0	0.00
Japurá	4.6	0.67	51.6	1.71	41.7	9.9	0.19
Purus	3.9	0.59	69.9	1.84	37.9	32.0	0.46
Madeira	67.4	1.83	419.8	2.62	197.5	222.3	0.53
Juruá	17.1	1.23	176.6	2.25	89.0	87.6	0.50
Solimões	107.4	2.03	348.9	2.54	258.7	90.1	0.26
Σ Rios	49.2	1.69	212.5	2.33	164.5	48.0	0.23
Amazone	32.7	1.51	206.1	2.31	129.7	76.4	0.37

4.1.2- Charge en suspension dans les écoulements de surface et de sub-surface ($R_s + R_i$)

L'écoulement R_s ne permet pas d'expliquer l'ensemble de la charge solide $TSS = CSS + FSS-WEA + FSS-BSH$ et cela pour deux raisons. La première raison vient du fait que l'érosion mécanique n'est pas exclusivement le fait du ruissellement de surface : l'écoulement hypodermique, en secteur montagneux, mobilise également des matériaux solides (Madeira, Solimões). La seconde raison vient

d'un décalage dans le temps du pic de CSS, ralenti par rapport à l'onde humide qui l'a engendré. C'est notamment le cas pour l'Amazone, le Solimões et l'Iça. Pour ces raisons, le budget des matières en suspension suppose de prendre en compte à la fois Rs et Ri.

Tableau 3.8- Relation objective entre $\log [\text{CSS (Rs+Ri)}]$ et $\log [\text{CSS (Qt)}]$. Relation modélisée avec $\log [\text{FSS (Rs+Ri)}]$. Contribution estimée des argillites, des marnes et des black shales dans les écoulements Rs et Ri considérés ensemble : $[\text{FSS-BS (Rs+Ri)}] / [\text{FSS (Rs+Ri)}]$.

	CSS	FSS	log CSS	log FSS	FSS-WEA (Rs+Ri)	FSS-BS (Rs+Ri)	[FSS-BS / FSS (Qt)] (Rs+Ri)
Negro	0.16	8.6	-0.78	0.93	7.6	0.98	0.11
Jutai	0.95	19	-0.02	1.28	18.1	0.9	0.05
Iça	14.2	90	1.15	1.96	90.1	0.3	0.00
Japura	5.8	63	0.76	1.80	51.5	11.4	0.18
Purus	4.4	93	0.64	1.97	46.9	46.4	0.50
Madeira	100.9	662	2.00	2.82	244.3	418.0	0.63
Jurua	22.9	249	1.36	2.39	110.1	139.2	0.56
Solimões	125.6	440	2.10	2.64	320.1	119.9	0.27
Σ Rios	61.0	284	1.79	2.45	203.5	80.9	0.28
Amazone	41.0	272.0	1.61	2.43	160.4	111.6	0.41

Relation linéaire observée : $\log [\text{CSS (Rs+Ri)}] = 0.9632 \times \log [\text{CSS (Qt)}] + 0.170$

Relation linéaire modélisée : $\log [\text{FSS-WEA (Rs+Ri)}] = 0.5806 \times \log [\text{CSS (Qt)}] + 1.326$

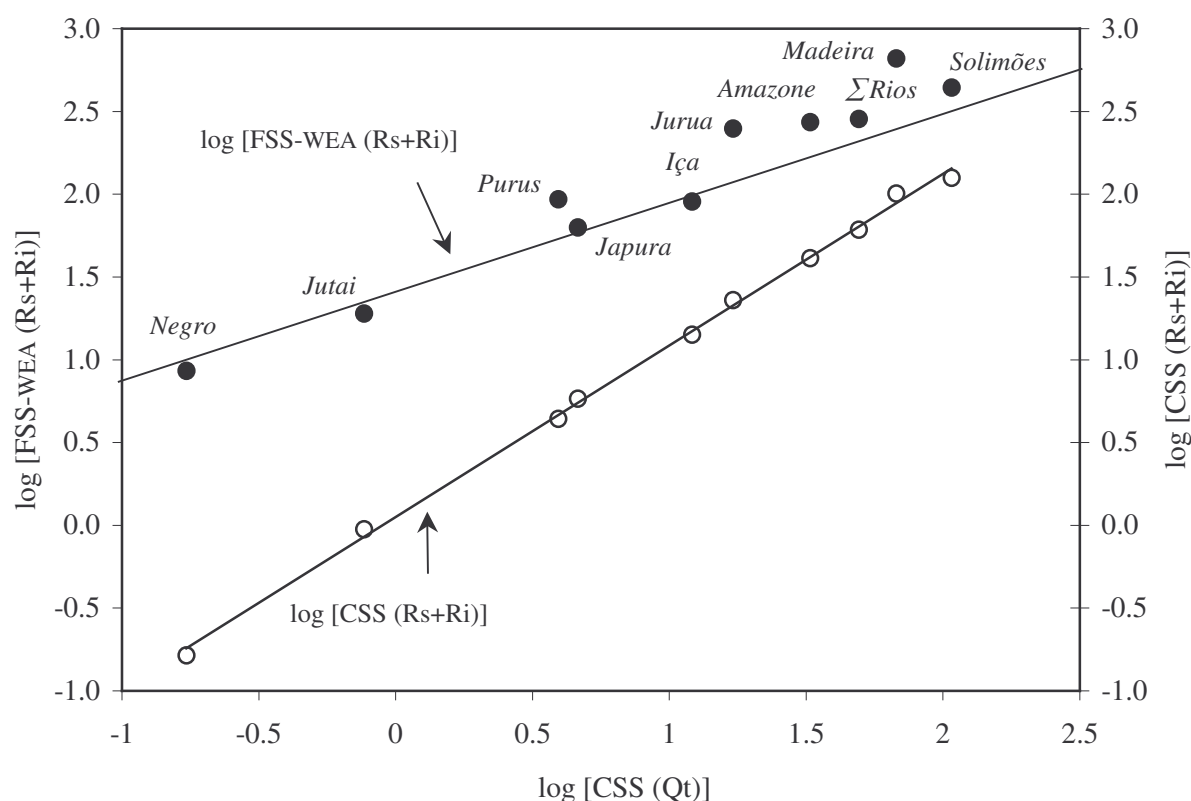


Figure 3.6- Relation objective entre $\log [\text{CSS (Rs+Ri)}]$ et $\log [\text{CSS (Qt)}]$ et relation modélisée entre $\log [\text{FSS-WEA (Rs+Ri)}]$ et $\log [\text{CSS (Qt)}]$.

A partir de la relation observée ou de la relation modélisée, on obtient :

$$\log [\text{CSS (Rs+Ri)}] - \log [\text{CSS (Qt)}] = -0.0368 \times \log [\text{CSS (Qt)}] + 0.170 \quad (3.11)$$

$[CSS (Rs+Ri)] > [CSS (Qt)]$ pour $CSS (Qt) < 42000 \text{ mg/L}$ ce qui n'est jamais observé dans les cas retenus. Par conséquent, $CSS (Rs+Ri)$ est toujours supérieur à $CSS (Qt)$ d'un facteur voisin de 1,5.

D'autre part :

$$\text{Log [FSS-WEA (Rs+Ri)]} = 0,5806 \times \text{log CSS (Qt)} + 1,326 \quad (3.12)$$

Tandis que :

$$\text{Log [FSS-WEA (Qt)]} = 0,5806 \times \text{log [CSS (Qt)]} + 1,2336 \quad (3.13)$$

Ce qui revient à :

$$[\text{FSS-WEA (Rs + Ri)}] = 1,237 \times [\text{FSS-WEA (Qt)}] \quad (3.14)$$

La charge solide FSS dans $Rs+Ri$, engendrée par une érosion mécanique de type WEA, est donc proportionnelle à la charge solide fine FSS dans l'écoulement total, distinction faite de la contribution des black shales.

4.1.3- Récapitulatif

Les concentrations de CSS et FSS-WEA dans les réservoirs de surface et de sub-surface ne dépendent que de la pente (et pas du climat) tandis que les concentrations de FSS-BSH dépendent des quantités de roches sédimentaires tendres facilement érodibles par simple ablation de surface.

Sur les grands bassins fluviaux, l'aridité n'exerce pas de contrôle sur la charge solide FSS-WEA qui correspond à l'exportation de minéraux secondaires formés par altération chimique. Il est intéressant de noter que la charge solide déterminée pour le bassin du Niger amont (voir chapitre 2 : $TSS = 33 \text{ mg/L}$ dans $Rs+Ri$ et $TSS = 25 \text{ mg/L}$ dans Qt pour $Qt = 196 \text{ mm/an}$) soumis à un régime hydroclimatique sec se situe à mi-chemin entre celle obtenue pour le Purus ($TSS = 47 \text{ mg/L}$ dans $Rs+Ri$ et $TSS = 39 \text{ mg/L}$ dans Qt pour $Qt = 1006 \text{ mm/an}$) et celle du Jutai ($TSS = 19 \text{ mg/L}$ dans $Rs+Ri$ et $TSS = 15 \text{ mg/L}$ dans Qt pour $Qt = 1461 \text{ mm/an}$) qui sont pourtant beaucoup plus humides.

Par contre, en cas de couvert végétal épars, ce qui est le cas en climat sec, la présence de roches sédimentaires tendres dans le paysage peut constituer un facteur accélérateur de l'ablation des sols, auquel cas la charge solide augmente fortement. C'est typiquement ce genre de mécanisme qui gouverne l'intensité de l'érosion mécanique en Afrique du Nord : en conditions arides, le couvert végétal très disséminé n'offre pas de protection suffisante aux roches sédimentaires tendres qui dominent le paysage et qui sont littéralement soumises à un décapage de surface. Bien que spectaculaire, ce mécanisme génère des exportations solides modestes en raison d'un drainage faible.

4.2- Le bilan d'altération

Le bilan d'altération, confrontant érosion chimique et érosion mécanique, livre des résultats très déséquilibrés (voir chapitre 1) marqués par une prévalence de l'érosion mécanique. Je propose ici de distinguer différentes composantes d'érosion chimique et d'érosion mécanique pour dresser un bilan plus réaliste, conformément aux préconisations de Tardy, Bustillo *et al.* (à paraître).

L'érosion mécanique est la conséquence de deux processus qui sont : l'érosion mécanique des minéraux secondaires, dont la vitesse s'écrit V_m (WEA) et le décapage de surface des minéraux primaires, affecté aux black shales et dont la vitesse s'écrit V_m (BSH). L'érosion mécanique des minéraux secondaires résulte à la fois d'une altération préalable des minéraux primaires et d'une mise à l'affleurement d'argillite par décarbonatation des profils. Ces deux composantes sont notées respectivement (SIL) et (CARB). La vitesse d'érosion mécanique V_m (SIL) est supposée strictement identique à la vitesse de formation des minéraux secondaires (état stationnaire) et la vitesse d'érosion mécanique des argillites V_m (CARB) est supposée strictement équivalente à la vitesse d'approfondissement du front de décarbonatation. Les vitesses d'érosion sont exprimées en m/Ma.

$$V_m (\text{SIL}) = \text{FSS (SIL)} \times Qt / 1589 \quad (3.15)$$

$$V_m (\text{CARB}) = [\text{FSS (WEA)} - \text{FSS (SIL)}] \times Qt / 1589 \quad (3.16)$$

$$V_m (\text{BSH}) = \text{FSS (BSH)} \times Qt / 1589 \quad (3.17)$$

Avec :

$$\text{FSS (SIL)} = V_{Ch} (\text{SIL}) \times 1589 / Qt \quad (3.18)$$

$$\text{FSS (WEA)} = 17,12 \times \text{CSS}^{0,5806} \quad (3.19)$$

$$\text{FSS (BSH)} = \text{FSS (Qt)} - \text{FSS (WEA)} \quad (3.20)$$

De la même manière, une distinction est faite entre les différentes composantes de l'érosion chimique :

(1)- l'érosion chimique des silicates calculée par :

$$\text{Vch (SIL)} = \text{SiO}_2 (\text{LIB}) \times 60 / [1000 \times 2650 \times (74 - \% \text{Qtz})/100] \quad (3.21)$$

(2)- l'érosion chimique des carbonates, correspondant à l'approfondissement du front de décarbonatation, calculé comme suit :

$$\text{VCh (CARB)} = \frac{[\text{CaCO}_3 \times 100 + \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \times 184] \times \text{Qt}}{1589 \times [\text{CaCO}_3 \times 100 + \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \times 184] / \text{FSS (CARB)}} = \text{Vm (CARB)} \quad (3.22)$$

La vitesse d'érosion chimique des silicates s'échelonne de 8,3 m/Ma sur le bassin du Rio Negro à 17,6 m/Ma sur le bassin du Rio Solimões (Tableau 3.9). Elle est en partie compensée par l'érosion mécanique de type Vm (SIL), consécutive à l'altération, qui oscille entre 4,7 m/Ma sur le Rio Negro et 17,6 m/Ma sur le Rio Solimões.

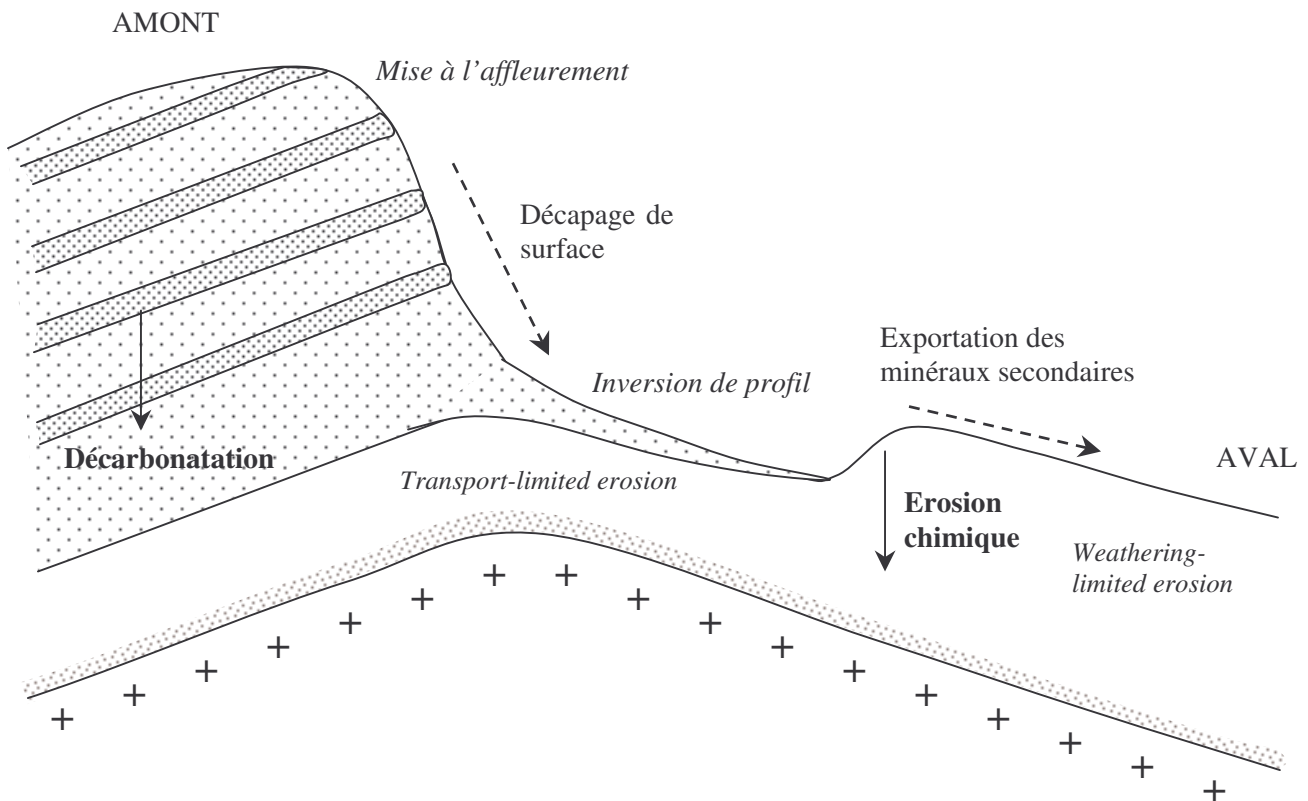


Figure 3.7- Termes de l'érosion chimique et de l'érosion mécanique le long d'une toposéquence.

Concernant la composante carbonatée, on observe une stricte équivalence entre érosion chimique et érosion mécanique : $\text{VCh (CARB)} = \text{Vm (CARB)}$. Cette égalité permet de déterminer la composition moyenne des affleurements calcaires, en établissant notamment la proportion d'argillites (% Arg.). Celle-ci est déterminée par :

$$\% \text{ Arg.} = [\text{CaCO}_3 \times 100 + \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \times 184] / \text{FSS (CARB)} \quad (3.23)$$

Les résultats présentés au tableau 3.8 font apparaître des proportions d'argiles allant de 56 % pour le Juruá à 96,9% pour l'Iça. La moyenne est estimée à 86% pour l'Amazone, ce qui paraît raisonnable. Les fortes proportions estimées sur l'Iça et le Madeira (93,8 %) témoignent des approximations inhérentes à la méthode adoptée, incriminant une sous-estimation de la contribution des black shales et/ou à une sous-estimation des composantes carbonatées dissoutes.

L'acquisition de données minéralogiques sur les suspensions aurait permis de clarifier ces bilans, en identifiant par exemple minéraux primaires et secondaires, comme cela a été proposé par Gibbs (1967).

En moyenne, sur l'ensemble du bassin de l'Amazone, les black shales contribuent à 30% de l'érosion mécanique totale, notée V_m (TOT) et égale à 169 m/Ma. L'érosion chimique des silicates et des carbonates s'équilibrent avec l'érosion mécanique. Les matériaux grossiers (CSS) arrachés aux montagnes contribuent à moins de 10% du bilan sédimentaire total, en raison des dépôts opérés dans les plaines alluviales. L'érosion chimique du bassin de l'Amazone est dominée par la décarbonatation dont le front progresse 5 fois plus vite (77 m/Ma) que le front d'altération des silicates (15 m/Ma).

A l'exception des Rios Negro et Jutai, la démarche proposée ne permet pas de dresser un bilan comparatif précis des composantes de l'érosion chimique et mécanique en raison des fortes contributions de carbonates, estimées en retenant l'hypothèse d'un état stationnaire : $V_{Ch} (CARB) = V_m (CARB)$. Elle offre néanmoins une lecture clarifiée des différents processus en jeu.

Pour conclure sur ce chapitre, disons simplement que les plaines alluviales ne modifient pas fortement les bilans d'érosion. La vitesse d'érosion mécanique est légèrement réduite, en raison de la sédimentation des particules grossières mais les autres composantes (CARB, SIL et BSH) sont globalement conservatives. La vitesse d'érosion chimique n'est pas significativement modifiée sur sa composante silicatée mais l'est sur sa composante carbonatée. La contribution des plaines d'inondation au bilan d'érosion chimique des silicates, par diagenèse, n'est donc pas démontrée.

En fait, il semblerait que tout se passe sur les versants, sans cesse rajeunis par l'érosion comme en témoignent les inversions de profil (R_s Vs R_b) en secteur de montagne (voir chapitre 1). Dans certains cas (Solimões, Madeira), la contribution des carbonates au bilan d'altération apparaît particulièrement élevée dans R_s , et même supérieure à la contribution de R_b . La mise à l'affleurement de sédiments frais, friables et donc très altérables exercerait donc un contrôle très significatif sur la vitesse d'érosion chimique des silicates, dont dépend le budget de consommation du CO_2 .

Tableau 3.9- Bilan de l'érosion chimique et mécanique. Identification des composantes d'érosion chimique (VCh, m/Ma) sur silicates (SIL) et carbonates (CARB) et des composantes d'érosion mécanique (Vm, m/Ma) sur silicates (SIL), carbonates (CARB) et marnes (BSH).

	Qt	Al ₂ O ₃ (FIX)	SiO ₂ (LIB)	SiO ₂ (REL)	SiO ₂ (FIX)	Re	% Qtz	VCh (SIL)	% Arg.	(Ca+Mg) carb	VCh (CARB)
	mm/a	μmol/L							mg/L		m/Ma
R. Negro	1210	19	88	65	23	1.25	45.0	8.3	-	0.0	0.0
R. Iça	1559	40	161	107	54	1.35	27.0	12.1	96.9	1.9	59.3
R. Jutai	1461	45	185	126	59	1.30	38.0	17.0	-	0.5	0.0
R. Japurá	1747	43	173	98	75	1.73	27.0	14.6	89.4	3.0	31.3
R. Purus	1006	81	327	151	176	2.18	27.0	15.9	54.8	5.8	8.1
R. Madeira	623	83	350	142	208	2.49	27.0	10.5	93.8	10.5	66.9
R. Juruá	544	129	512	181	332	2.58	27.0	13.4	56.0	21.9	17.0
R. Solimões	1306	66	279	148	131	1.99	27.0	17.6	81.8	43.2	195.1
Σ Rios	1051	58	245	129	115	1.98	32.0	13.9	90.4	13.8	94.9
Amazone	1127	58	245	124	121	2.08	32.0	14.9	86.0	15.3	77.1

	CSS	FSS (SIL)	FSS (CARB)	FSS (WEA)	FSS (BSH)	TSS	Vm (SIL)	Vm (CARB)	Vm (WEA)	Vm (BSH)	Vm (TOT)
Bassins	mg/L						m/Ma				
R. Negro	0.2	6.2	0.0	6.2	0.6	7	4.7	0.0	4.7	0.4	5.3
R. Iça	12.1	12.3	60	73	0	85	12.1	59.3	71.4	0.0	83.3
R. Jutai	0.8	14.7	0.0	14.7	0.7	16	13.5	0.0	13.5	0.6	14.9
R. Japurá	4.6	13.3	28	42	10	56	14.6	31.3	45.8	10.9	61.8
R. Purus	3.9	25.0	13	38	32	74	15.9	8.1	24.0	20.2	46.7
R. Madeira	67.4	26.8	171	198	222	487	10.5	66.9	77.4	87.2	191.0
R. Juruá	17.1	39.2	50	89	88	194	13.4	17.0	30.5	30.0	66.3
R. Solimões	107.4	21.4	237	259	90	456	17.6	195.1	212.6	74.1	375.0
Σ Rios	49.2	21.0	144	165	48	262	13.9	94.9	108.8	31.8	173.1
Amazone	32.7	21.0	109	130	76	239	14.9	77.1	92.0	54.2	169.4

4.3- Le pH

L'altération géochimique résulte d'une consommation de protons H^+ , tandis que le pH des cours d'eau tend vers la neutralité, voire l'alcalinité selon la concentration des solutions. Nous supposons ici que le pH est déterminé pour l'essentiel dans les sols, et secondairement par le cours d'eau (influence de Rd). Toutes choses étant égales par ailleurs, on considère généralement que plus le climat est humide et la pente forte, i.e plus le drainage est actif, et plus le pH est faible. A l'inverse, plus les solutions sont concentrées et plus la circulation dans les profils est lente (milieux confinés), plus le facteur de concentration (P/D) est grand, et plus le pH est fort. Enfin, la lithologie exerce un contrôle important sur le pH : celui-ci est attendu plus fort sur roches basiques (roches carbonatées par exemple) et plus faible sur roches cristallines acides.

4.3.1- Principaux facteurs contrôlant le pH du sol

Sur le bassin de l'Amazone, le principal facteur de contrôle du pH est incontestablement le facteur lithologique $FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$. A débit équivalent ($1200 < Qt < 1500 \text{ mm/an}$), le Rio Solimões présente le pH le plus élevé ($pH = 7,34$) pour l'indice lithologique le plus grand ($FR = 0,42$). A l'autre pôle, se situe le Rio Negro ($pH = 4,90$; $FR < 0,01$) tandis que l'Amazone est en position intermédiaire ($pH = 6,75$; $FR = 0,37$). Le coefficient de corrélation de l'ajustement linéaire est très hautement significatif ($R = 0,86$; $n = 10$) de sorte que pour 100% de carbonates, le pH attendu est de 7,50 et que pour 0% de carbonates, $pH = 4,75$.

D'autres facteurs (Qt , P/D , $Islop$) interfèrent, mais plus modestement : $R = -0,34$ pour Qt , $R = 0,35$ pour P/D alors que $R = 0,82$ pour $Islop$, l'indice de pente.

Garrels et Mackenzie (1967) ont calculé l'augmentation de pH dans les eaux naturelles soumise à évaporation dans le cas d'un excès d'ion bicarbonates. Al-Droubi (1976) a pu modéliser l'évaporation du Lac Tchad où les embruns atteignent un pH de 12. Il a également été démontré par Al-Droubi et al. (1977, 1980) que l'évaporation des eaux induit une augmentation de pH si, dans la solution initiale, la $[HCO_3^-] > [SO_4^{2-}] + [Cl^-]$ et au contraire tend à acidifier les eaux lorsque les anions d'acides forts prévalent sur HCO_3^- . On s'aperçoit que la plupart des rivières étudiées sont dans le premier cas à l'exception des Rios Negro et Iça pour lesquels $pH(Rb) < pH(Rs+Ri)$. La concentration des solutions par évaporation, devrait donc contribuer significativement à accroître le pH dans la plupart des sols et des rivières. L'exemple du Niger amont (Tardy, Bustillo *et al.*, 2004), qui draine des massifs cristallins mais dont le pH est supérieur à 7, illustre les liens existants entre facteur climatique et pH des eaux.

Dans le cas du bassin de l'Amazone et de ses affluents, le facteur concentration exerce une influence relativement faible. Le facteur lithologique (FR), qui reflète la vulnérabilité des minéraux primaires à la dissolution, est le principal facteur de contrôle du pH. Ces observations, conformes aux concepts fondamentaux de sciences du sol, offre un élément de validation supplémentaire des résultats obtenus.

4.3.2- Discussion

Une relation claire est obtenue entre pH et FR, ce qui témoigne d'un contrôle étroit du pH par la nature de la roche-mère soumise à l'altération. On note un coefficient de corrélation relativement élevé qui est significativement amélioré en introduisant le paramètre climatique P/D dont l'influence a été discutée dans la section précédente. Cependant, les écarts qui demeurent entre les valeurs observées et les valeurs du modèle semblent liées au caractère approximatif des estimations portant sur $CO_2 \text{ tot}$ et $CO_2 \text{ carb}$, dépendante d'hypothèses simplificatrices.

La variable appelée $CO_2 \text{ tot}$ correspond à la somme de $CO_2 \text{ carb}$ (DIC provenant de la dissolution des roches carbonatées) et de $CO_2 \text{ cons.t}$ (DIC provenant de la consommation de CO_2 , transformé en HCO_3^- lors de l'altération des silicates et des carbonates). En réalité, lorsque les acides forts sont libérés suite à une oxydation (H_2SO_4 à partir des sulfures ou des plantes ; HNO_3 à partir de la matière organique et $DOCH^+$ à partir des substances humiques), ils contribuent à abaisser le pH de sorte qu'après dissolution, ils prennent la place des ions HCO_3^- . Aussi, comme prévu, le $CO_2 \text{ tot}$ calculé est plus élevé que HCO_3^- : la différence $(CO_2 \text{ tot} - HCO_3^-) / CO_2 \text{ tot}$ diminue en même temps que le pH augmente (tableau 3.10).

Si une partie des acides forts, et plus particulièrement H_2SO_4 , contribue à l'altération des silicates dans des secteurs indemnes de roches carbonatées (black shales), il est vraisemblable que les fortes quantités de SO_4^{2-} mesurées ne proviennent pas entièrement de la dissolution du gypse : les acides forts libérés par oxydation de la pyrite contribuent en retour à l'altération de minéraux carbonatés. L'exemple du bassin du Madeira, qui draine des eaux très chargées en Mg, suggère l'existence d'un mécanisme de dissolution particulier au niveau des black shales, détaillé par Drever (1971) : en présence de pyrite, en conditions marines, le Mg se substitue en partie aux autres cations dans les argiles et conduit à un enrichissement par diagénèse des sédiments en Mg, facilement libéré après émergence des sédiments. La confusion portant sur l'origine des sulfates (pyrite ou gypse) et sur les bilans d'altération aurait pu être résolu à l'aide d'analyses isotopiques du S ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$), comme cela a été fait par Hitchon et Krouse (1972), et interprété ultérieurement par Millot et al. (2003) dans le cas du fleuve Mackenzie, au Canada.

Tableau 3.10- Paramètres chimiques contrôlant le pH

	pH	HCO_3^-	CO_2 tot.	Diff.	$\text{DOC}^- + \text{NO}_3^-$	Diff / CO_2 tot	$-\log (\text{Diff} / \text{CO}_2 \text{ tot.})$
Negro	4.91	4.5	39.3	34.7	47.8	0.885	0.053
Iça	6.27	96.9	123.4	26.6	27.2	0.215	0.667
Jutai	5.58	77.9	104.6	26.6	29.4	0.255	0.594
Japura	6.24	128.0	153.1	25.1	26.0	0.164	0.785
Purus	6.26	258.3	289.9	31.6	31.6	0.109	0.962
Madeira	6.84	383.5	411.3	27.8	28.4	0.068	1.170
Jurua	6.85	680.5	719.9	39.3	38.6	0.055	1.262
Solimões	7.34	988.8	1022.6	33.8	32.4	0.033	1.481
Σ Rios	6.84	448.5	482.6	34.1	32.1	0.071	1.151
Amazone	6.75	426.5	459.1	32.6	32.0	0.071	1.149

4.3.3- pH dans Rs, Ri et Rn

Comme l'ensemble des paramètres physico-chimiques, pH fluctue en fonction du débit total. L'exemple du Rio Purus montre que le pH est maximal en période d'étiage, alors que Rd réalise son pic contributif (excursion 6) en même temps que Rn, l'écoulement de nappe. Par contre, le pH est minimal en période de crue, et plus particulièrement pendant la montée de crue durant laquelle Rs réalise son pic contributif. Aussi, le pH augmente régulièrement de Rs (5,59) vers Ri (5,84) puis Rn (7,72) pour finalement culminer sous l'influence de la photosynthèse ($\text{pH} = 8,63$ dans Rd).

Au même titre que les valeurs moyennes de pH déterminées bassin par bassin, on note qu'au sein des réservoirs, le pH est étroitement corrélé à $\text{FR} = \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot.}$ La relation établie entre pH et FR livre une tendance générale, valable entre bassins et dans la plupart des cas valable entre excursions, à l'intérieur d'un bassin donné. Le pH s'écarte de cette droite de tendance en cas d'interférence biologique de la rivière, comme c'est le cas de l'excursion 6 de l'Amazone.

Dans Rs, Ri et Rn, la valeur de FR change dans la mesure l'altération géochimique se produit dans des milieux différents : on parle d'altération différentielle. En règle générale, les roches carbonatées se dissolvent plus rapidement et sont facilement évacués des horizons de surface au niveau desquels subsistent les silicates, plus résistants à l'altération. En reportant les estimations de pH dans Rs, Ri et Rn en fonction des estimations de FR dans ces mêmes réservoirs, des tendances nettes se dessinent. Trois équations différentes modélisent ces tendances :

$$\text{pH} (\text{Rn}) = 4,40 + 10,58 \times \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot} \quad (3.24)$$

$$\text{pH} (\text{Ri}) = 4,74 + 6,16 \times \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot} \quad (3.25)$$

$$\text{pH} (\text{Rs}) = 5,60 + 3,40 \times \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot} \quad (3.26)$$

Cela implique qu'en fonction de la valeur de $\text{FR} = \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot.}$, pH (Rn) peut être inférieur à pH (Ri) ou à pH (Rs), ce qui est notamment le cas du Rio Negro. Toutefois, en règle générale, pH (Rn)

est le plus élevé et pH (Rs) est supérieur à pH (Ri) à l'exception du Rio Solimões. Ce schéma est respecté dans la plupart des bassins étudiés et plus particulièrement pour l'Amazone.

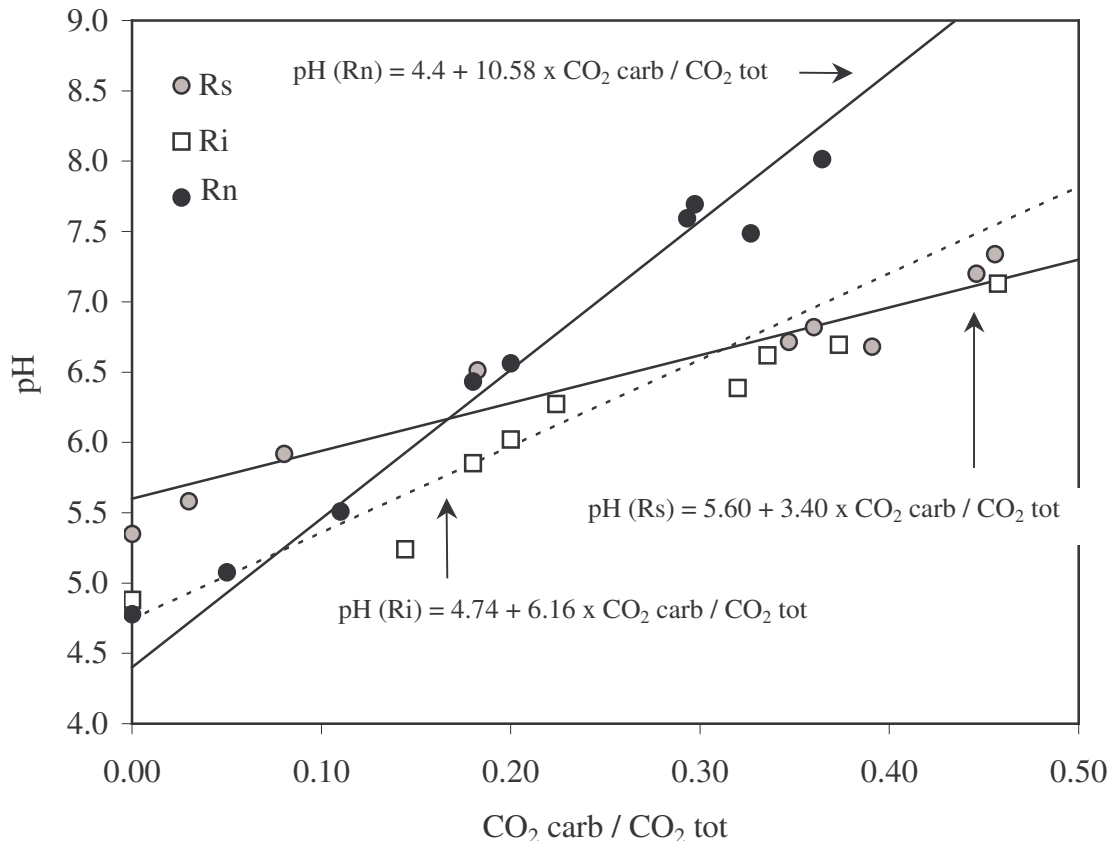


Figure 3.8- Modélisation des variations de pH en fonction de $FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$ et détermination de trois fonctions différentes pour Rs, Ri et Rn.

La pente établie dans les équations précédentes (figure 3.8) indique que les horizons superficiels de sols, en contact avec Rs, sont moins dépendants de $CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$ que pour Rn. Ceci est simplement lié au fait que les carbonates sont préférentiellement dissous dans ces horizons de surface où la part des silicates devient souvent prépondérante. Les solutions du sol sont alors lessivées et se concentrent par évaporation au cours de leur migration vers les réservoirs profonds (Rn). Pourtant, la constante de ces équations est plus forte dans Rs que dans Ri et a fortiori que dans Rn. L'exposition, déjà mentionnée, de roches sédimentaires meubles à l'amont des bassins "contamine" les écoulements superficiels et fait croître leur pH en dépit d'une contribution faible à l'altération géochimique (FR faible).

4.3.4- Récapitulatif

Après ajustement multilinéaire, les écarts résiduels sur les valeurs de pH sont relativement faibles. Toutefois, le protocole de détermination des pôles d'altération peut se révéler dans certains cas imprécis du fait, notamment, d'imprécisions sur les analyses de sulfates et chlorures.

L'acidité des sols, appréciée par le pH, constitue vraisemblablement le meilleur paramètre quantitatif de compréhension de la formation des sols, de leur dynamique et de leur évolution. Le pH est essentiellement gouverné par l'intensité de lessivage qui dépend du drainage interne et qui définit le cycle des bases. Le drainage interne des sols est contrôlé par l'acidité de la roche-mère et sa perméabilité (FR), par la topographie (Islop) et par l'intensité des pluies (appréciée par l'écoulement total Qt). On vérifie que plus FR est petit, i.e plus la contribution des roches carbonatées à l'altération est faible, plus le pH est acide. De manière similaire, le pH est d'autant plus acide que le climat est humide et que la pente est forte, définissant une circulation rapide dans les sols. Les sols sont généralement très anciens et intègrent une longue histoire climatique (Tardy et Roquin, 1998). Le

climat change en permanence et oscille d'une région à l'autre. Ici, nous avons considéré le climat ayant présidé entre 1982 et 1984 et ensuite évalué la dynamique des sols sur chaque bassin en réponse à ce contexte climatique spécifique. Finalement, la dynamique actuelle des sols sur le bassin de l'Amazone couvre aussi bien les brunizems (Rio Juruá) que les podzols (Rio Negro). Entre les deux, on retrouve les "solos podzolicos" et les "latosolos vermelho" de l'ancienne classification pédologique Brésilienne (Camargo *et al.*, 1981). Les podzols tropicaux peuvent être considérés comme des sols zonaux.

4.4- Le rapport $Re = SiO_2/Al_2O_3$

Le principal produit d'altération formé sur le bassin de l'Amazone est la kaolinite ($Re = 2$). L'indice Re doit être le reflet de l'aridité ou de l'humidité du climat affectant les sols d'un bassin donné. Le premier paramètre de contrôle est $Iconc = P/D$ qui correspond au facteur de concentration hydroclimatique. Puis, naturellement Re doit dépendre du facteur lithologique $FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$ qui contrôle le pH et donc la dynamique d'altération. L'intervention de paramètres morphologiques est également testée. L'interprétation des résultats peut être conduite à deux niveaux. Le premier niveau s'attache à analyser les valeurs moyennes obtenues sur chacun des bassins : l'influence morpho-climatique est alors appréciée. Le second niveau s'attache à analyser, pour un bassin donné, les variations saisonnières de Re en fonction de l'écoulement total, en anticipation des résultats livrés par le modèle de mélange.

4.4.1- Moyennes interannuelles des différents bassins

Les valeurs obtenues s'échelonnent de 1,25 pour le Rio Negro dont le socle est essentiellement cristallin à 2,57 pour le Rio Juruá qui draine un secteur relativement sec. L'humidité du climat est appréciée soit par Qt soit par $Iconc = P/D$; d'autres facteurs peuvent également être considérés comme Q_{max} , $Qk^o(Rs)$, $\delta^{18}O(Rb)$, etc.

Par ailleurs, Re est sous l'influence du facteur lithologique $FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$ dont dépend étroitement le pH.

□ Contrôle hydroclimatique et géologique

Plusieurs facteurs susceptibles d'exercer un contrôle sur Re ont été testés.

- (1) l'indice Re diminue lorsque l'humidité du climat augmente i.e que le facteur de concentration P/D fléchit, que Qt augmente ou que le pic de débit Q_{max} augmente. Cela confirme ce qui est généralement admis à savoir que Re diminue en même temps que le climat s'humidifie et que le drainage interne s'intensifie et que Re diminue de l'humide vers l'aride en même temps que le drainage interne s'affaiblit sous l'action de l'évaporation.

- (2) l'indice Re augmente en même temps que le pH se renforce et que la proportion de carbonates soumis à l'altération s'accroît. Il est également bien connu que pour un contexte climatique analogue, Re est plus fort sur roches basiques (ce qui favorise la formation de smectites et vermiculites) et/ou carbonatées qui définissent par ailleurs un pH plus fort.

- (3) en complément des remarques formulées précédemment sur le contrôle lithologique du Re , il faut mentionner l'incidence des roches cristallines basiques. La composition isotopique du strontium $^{86}Sr/^{87}Sr$ (Tardy, Bustillo *et al.*, à paraître) met en évidence la présence significative de roches basiques sur le bassin des Rios Iça, Japura et Purus. D'après Barshad (1966), la distribution de minéraux secondaires en fonction de la pluie varie selon la nature basique (basaltes, gabbros, etc) ou acide (granites, gneiss, etc) de la roche-mère (lithoséquence). Concernant les profils développés sur roches basiques, la formation de smectites et de vermiculites est encouragée dans des contextes climatiques plus humides que sur socle cristallin granitique tandis que la formation de gibbsite interviendra en conditions plus humides que sur roches ignées acides.

Ce mécanisme justifie l'extension des zones climatiques favorables à la bisiallisation en conditions relativement humides et/ou dans des milieux relativement dilués en présence de roches basiques. Ceci justifie le décalage systématique observé dans les diagrammes $Re = f(FR)$ et $Re = f(P/D)$ où la proportion de roches basiques n'est pas prise en compte.

- (4) En s'affranchissant de cette influence, on parvient à réaliser un ajustement multivariable qui permet de décrire Re en fonction des facteurs lithologique et climatique :

$$Re = 1,1829 \times Iconc + 1,880 \times FR - 1,170 \quad (3.27)$$

Plus le climat est sec (P/D fort) et/ou plus la proportion de roches carbonatées est forte et plus l'indice d'altération Re est grand, ce qui encourage la formation de smectites et vermiculites. A l'opposé, en l'absence de carbonates, lorsque le climat est très humide (P/D = 1), on obtient Re proche de 0 : la gibbsite constitue le principal produit d'altération des sols. Cela semble être confirmé par les observations d'abondantes quantités de gibbsite dans les podzols du bassin du Rio Negro (Dubroeuq et Volkoff, 1991) qui sont donc des sols zonaux, stables sous climat tropical chaud et humide (Tardy et Roquin, 1998). Sous climat très humide, où la teneur en silice est maintenue à des valeurs très basses, la gibbsite coexiste avec le quartz (Tardy et Novikoff, 1988).

A l'opposé, la smectite et la vermiculite sont significativement représentés sous climats plus secs, comme sur les bassins des Rios Jurua et Madeira, faisant écho aux observations de Stallard et Edmond (1983). Aussi, bien que le bassin de l'Amazone soit considéré très humide, la présence de secteurs plus secs ne doit pas être exclue, comme en témoigne l'existence de vastes savanes dans des régions épargnées par la déforestation.

□ Discussion

En même temps que le climat s'humidifie, les sols très bien drainés tendent à s'acidifier par lessivage des bases. Ceci est particulièrement vrai pour les bassins des Rios Negro, Jutai et Iça. Néanmoins, dans ces cours d'eau, Re semble légèrement sous-estimé. D'autre part, certains cours d'eau comme le Purus et le Japura présentent des ratios Re très élevés, susceptibles de remettre en cause la séparation des pôles d'altération. Le calcul de Re comprend trois termes :

$[3 \text{ NaSil} + 3 \text{ Ksil} + 2 \text{ CaSil} + 1,25 \text{ MgSil}]$, $[0,5 \text{ NaSil} + 0,5 \text{ Ksil} + \text{CaSil} + 0,75 \text{ MgSil}]$ et $[\text{SiO}_2]$ de sorte qu'une correction éventuelle peut être apportée, pour les deux premiers termes, sur la séparation géochimique et pour le troisième terme sur la concentration en silice dans l'eau de rivière.

Ces corrections se justifient pour plusieurs raisons :

- (1) la faible qualité des analyses chimiques réalisées sur ces bassins induit des erreurs importantes sur le résultat du bilan d'altération dans le cas des cours d'eau faiblement minéralisés (Negro, Jutai, Iça). Le bilan de masse réalisé précédemment montre un excès de silicates en sortie qui se justifierait dans la mesure où les petits affluents non échantillonnés drainent des eaux riches en silicates, ce qui paraît douteux. De même, on relève un déficit de carbonates qui pourrait traduire une précipitation dans les varzeas, ce qui reste encore difficile à démontrer faute d'analyses chimiques sur les petits affluents. En recalant la teneur en chlorures de l'Amazone sur la teneur en chlorures de la somme des affluents, c'est-à-dire en supposant que le flux de chlorures est strictement conservatif, on obtient un bilan d'altération à peu près équilibré et surtout on établit un Re plus cohérent, voisin de 2,08 (contre 2,47 avant correction).

- (2) les valeurs de Re sous-estimées peuvent être le résultat d'une libération de silice par dissolution du quartz dans des eaux sous-saturées vis-à-vis de ce minéral (exemple : 65 $\mu\text{mol/L}$ dans le Rio Negro contre 100 $\mu\text{mol/L}$ à saturation). Par conséquent, une correction devrait être apportée, quoique difficile à estimer. Trois cours d'eau, le Negro, le Jutai et l'Iça pourraient être plus particulièrement concernés par ce mécanisme.

- (3) les valeurs de Re sur-estimées pourraient être le résultat d'un prélèvement biologique de SiO_2 , par les diatomées, lors des blooms saisonniers. Milliman et Boyle (1975) estiment à 25% la proportion silice dissoute soustraite à l'Amazone par les diatomées au niveau de l'estuaire. La consommation de SiO_2 accompagne une ponction de CO_2 et une libération d' O_2 sous l'action de la photosynthèse.

En restant objectif, il est très difficile d'établir quel est le mécanisme dominant. Nous atteignons ici les limites de la méthode qui doivent encourager à améliorer la précision des analyses chimiques pour mieux apprécier l'interférence biologique de la rivière et l'interférence géochimique du quartz.

4.4.2- Fluctuations saisonnières et dynamique des sols dans Rs, Ri et Rn

A une autre échelle d'observation, en considérant les fluctuations de Re durant les deux cycles hydroclimatiques 1982-84, on s'aperçoit que les saisons humides favorisent la formation de gibbsite

(Re petit) tandis que les saisons sèches encouragent la formation de smectites et vermiculites. L'indice d'altération Re diminue en même temps que le débit augmente, et ce plus particulièrement pendant la montée de crue. Ce décalage par rapport à l'hydrogramme de crue est parfaitement explicite dans le cas des Rios Japurá, Juruá et Purus. Pour ces trois cours d'eau, la date de Qmin correspond au pic contributif de Rb ($R_g + R_d$). Par ailleurs, pH et SiO_2 augmentent en même temps que Re, confirmant les observations réalisées en cours de saison sèche dans les secteurs arides, soumis à une évaporation intense (Tardy, 1969).

La séparation des hydrogrammes de crue révèle que dans Rs et Ri, l'indice d'altération Re est systématiquement plus faible que dans Rn qui lui-même est très supérieur aux valeurs moyennes. La procédure génère des résultats relativement incohérents pour les Rios Negro et Solimões, suggérant ainsi que la cascade de calculs réalisée propage irrémédiablement des erreurs. Comme pour le pH et $\delta^{18}O$ (voir chapitre 1), la différence $Re(Rn) - Re(Rs+Ri)$ est maximale pour le Rio Japurá, le plus humide, et minimale pour les Rios Juruá et Madeira, les plus secs. Par conséquent, Re est contrôlé par la concentration des solutions du sol et donc par l'évaporation, en même temps que d'autres facteurs apportant une cohérence générale à la distribution des argiles dans les sols. Dans les profils, de la surface vers la profondeur, le long des pentes, des crêtes vers les thalwegs et à l'échelle continentale, de l'humide vers l'aride, la séquence d'apparition des minéraux primaires est toujours la même : gibbsite kaolinite smectite, ce qui donne, dans le détail :

- (1) quartz + gibbsite (2) gibbsite + kaolinite (3) kaolinite + kaolinite (4) kaolinite + smectite
(5) smectite + smectite (6) smectite + calcite.

Les termes de cette séquence sont gouvernés par la concentration progressive des solutions en fonction des temps de circulation des eaux dans les profils et de la demande évaporatoire.

En général, sous climat tropical humide, pour un substratum géologique de composition chimique « normale », et pour des versants de configuration « normale », les produits d'altération formés dans Rs sont traditionnellement de type (2) alors que dans Rb les produits d'altération sont plutôt de type (4). Sous climat tropical avec saisons contrastées (comme sur le bassin du Juruá), la séquence est décalée vers la droite : kaolinite et smectite se forment dans Rs (type 4) alors que la smectite domine dans Rn (type 5). Il faut remarquer que pour le Rio Madeira, le pH dans Rn ($>8,0$) atteint la limite de précipitation du calcaire pédogénique (type 6).

L'apparente incohérence relevée pour les Rios Negro et Solimões, aboutissant à $Re(Rs+Ri) > Re(Rn)$, s'explique en réalité. Sur le bassin du Solimões, l'anomalie est liée à la proximité de la Cordillère des Andes dont les versants sont coiffés d'une couverture sédimentaire carbonatée. Le pH de l'écoulement de surface Rs est relativement élevé sous l'effet du colluvionnement qui rajeunit la couverture des sols. Clairement perçue pour le Rio Solimões, l'inversion de profil se manifeste également sur la somme des affluents pour laquelle $Re(Rs) > Re(Ri)$. Pour les autres bassins marqués par de fortes pentes (Madeira, Iça), d'autres paramètres comme les concentrations de SiO_2 peuvent également témoigner de ces inversions de profil. L'anomalie relevée pour le bassin du Rio Negro tient à la composition minéralogique du socle. La roche-mère est composée de quartzites, de grès, de sables fins et les sols sont essentiellement des podzols. Dans les solutions acides très diluées, le quartz ne protège pas la kaolinite ce qui engendre la formation de gibbsite par désilication de la kaolinite (Tardy et Novikoff, 1988). Comme cela a déjà été démontré pour le Rio Negro, le pH dans Rn est très acide alors que la teneur en silice en sous-saturée par rapport au quartz. Dans l'horizon B, la gibbsite s'accumule (Volkoff, 1984-1985) alors qu'en profondeur, au niveau du front d'altération, gibbsite et quartz coexistent (type 1). C'est la raison pour laquelle Tardy et Roquin (1998) considèrent que les podzols tropicaux sont, sur roche acide riche en quartz, et sous climat très humide, le degré ultime d'évolution des sols latéritiques (ultisols).

La séparation des hydrogrammes, couplée à l'identification des pôles d'altération, offre une relecture parfaitement cohérente de la logique de formation des sols en Amazonie.

5- La dynamique des cours d'eau

Les plaines d'inondation interviennent de manière significative dans le bilan biogéochimique du bassin de l'Amazone (Mayorga et Aufdenkampe, 2002). L'examen détaillé de leur fonctionnement révèle la coexistence de deux mécanismes que sont la photosynthèse et la respiration. Toutefois, en terme de bilan, le système est hétérotrophe (Cole *et al.*, 1994 ; Cole et Caraco, 2001), avec une moyenne Respiration / Photosynthèse = 3, en raison de la faible pénétration de la lumière dans les eaux turbides et en raison des corridors d'arbres qui bordent et ombragent les cours d'eau (Quay *et al.*, 1995). L'écoulement Rd reflète spécifiquement les mécanismes de photosynthèse, qui influent sur la composition des eaux d'étiage : accroissement des teneurs en O_2 et NO_3^- , renforcement du pH, chute des teneurs en CO_2 , allègement du $\delta^{13}C$ dans la fraction organique POCC et alourdissement dans les fractions POCF et DIC. Cependant, ces résultats ne sont pas en accord avec les bilans comparatifs établis (§ 2.2) qui révèlent au contraire : un appauvrissement de la teneur en O_2 , une diminution du pH, une augmentation de la teneur en CO_2 , un alourdissement du $\delta^{13}C$ dans la fraction organique POCC et un allègement dans la fraction POCF. Ces différences s'interprètent comme le résultat de mécanismes biochimiques instables, marqués par la prédominance de la photosynthèse en période d'étiage (écoulement ralenti, eaux peu turbides) et par la prédominance de la respiration en période de hautes eaux (écoulement rapide, eaux turbides). La dynamique des plaines d'inondation est donc la résultante de ces deux mécanismes qui alternent au cours d'un cycle hydrologique.

5.1- La photosynthèse

Pour apprécier l'influence biochimique de la rivière sur la composition chimique des eaux d'étiage, un examen détaillé de la composition de Rd, pôle chimique fictif, est réalisé.

5.1.1- Différences entre Rn et Rd : contrôle biochimique des caractéristiques de Rd

Tout d'abord, une comparaison est faite entre la composition de Rd et celle de l'écoulement Rn, supposé non influencé par la rivière. Le premier élément qui ressort est l'opposition entre O_2 et CO_2 : alors que l'écoulement de nappe Rn est peu aéré ($O_2 = 0$ par convention) et riche en CO_2 , l'écoulement modifié Rd est au contraire bien oxygéné et pauvre en CO_2 . On relève même dans la plupart des cas des estimations de teneurs en CO_2 inférieures à 0 ce qui traduit l'existence de mécanismes de perte sous forme de dégazage vers l'atmosphère, comme suggéré par Richey *et al.* (2002), et sous forme de prélèvements biologiques à vocation autotrophique. L'obtention de valeurs négatives ne doit pas discréditer la méthode dans la mesure où l'écoulement Rd constitue un pôle chimique fictif qui ne contribue jamais seul à l'écoulement total.

Par ailleurs, on observe dans Rd une élévation du pH et des teneurs en K^+ , DOC, NO_3^- , HPO_4^{2-} , SiO_2 alors que des valeurs négatives sont obtenues pour CSS, la fraction grossière des matières en suspensions, et POCC, la fraction grossière du carbone organique particulaire. On en conclut que Rd est le siège d'une intense sédimentation ($CSS < 0$) en même temps qu'un lieu de relargage d'éléments bioactifs par minéralisation diagénétique de la matière organique dans le lit de la rivière. Il semblerait donc que les prélèvements de nutriments par les organismes aquatiques, pour les besoins de la photosynthèse, soient inférieurs aux fournitures de la rivière par respiration.

La composition isotopique du carbone confirme néanmoins l'existence de mécanismes photosynthétiques, tracés par des $\delta^{13}C$ très négatifs dans Rd pour POCF et POCC qui témoignent d'un fractionnement biologique.

Il apparaît en effet une excellente corrélation entre $\delta^{13}C(POCF)$ et NO_3^- : plus la teneur en NO_3^- est forte et plus le POCF est lourd (Figure 3.9). Autrement dit, en cas de prélèvement de nitrates par les microorganismes aquatiques, la biomasse formée fractionne le carbone ce qui tend à alléger le POCF. En revanche, la composition isotopique du carbone inorganique dissous (DIC) dans Rd est gouvernée par le pH au sein de ce même réservoir (Figure 3.10) : $\delta^{13}C(DIC)$ est d'autant plus lourd que le pH est élevé, conformément aux règles de spéciation $[HCO_3^-] / [CO_2]$ en fonction du pH (voir § 6.3.3).

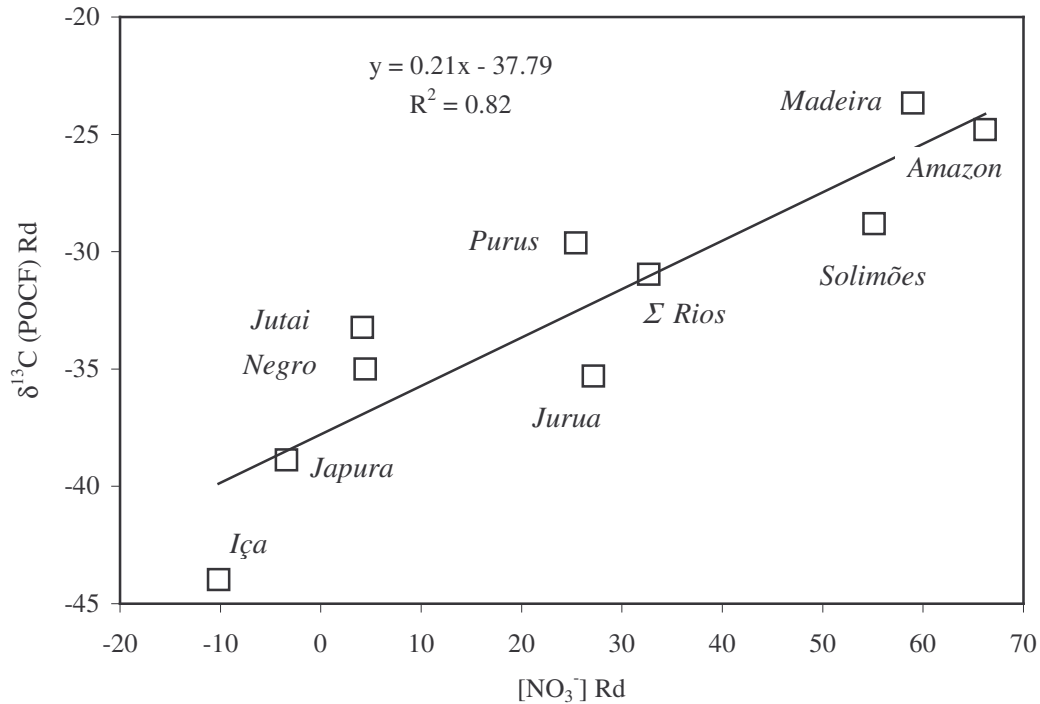


Figure 3.9- Relation entre la teneur en nitrates dans Rd et la composition isotopique du carbone dans la fraction organique particulaire fine (POCF). Mise en évidence d'un contrôle biochimique.

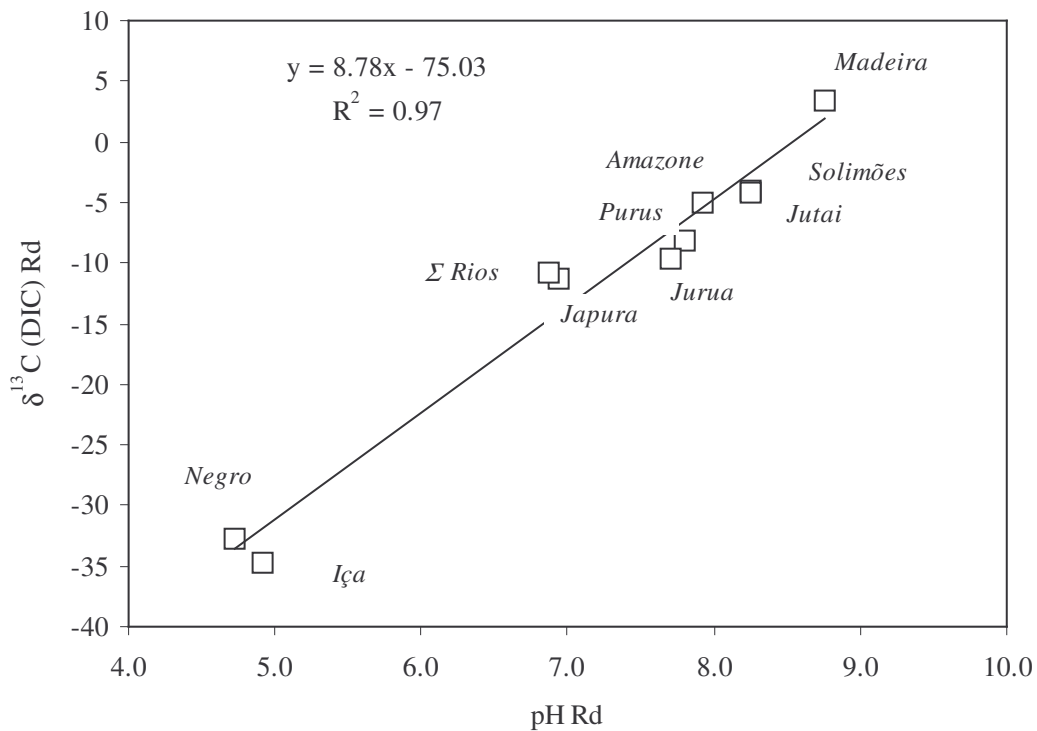


Figure 3.10- Relation entre pH et $\delta^{13}C$ (DIC) dans Rd. Mise en évidence du contrôle de la composition isotopique du carbone inorganique dissous par le pH.

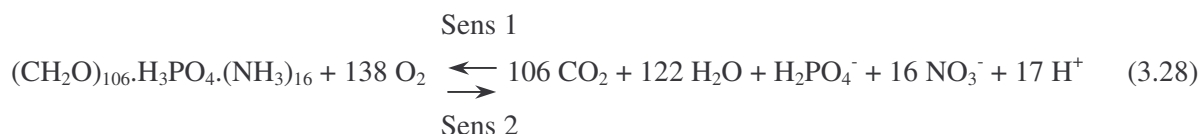
5.1.2- Modèle à deux pools de carbone organique

Ensuite, on note l'existence d'excellentes corrélations entre les principaux éléments bioactifs (HPO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+ , SiO_2 , DOC, etc) qui témoigne d'un contrôle biologique de la composition chimique des

eaux en période d'étiage, i.e lorsque Rd contribue de manière significative à l'écoulement total. De manière simplifiée, par comparaison avec l'écoulement de nappe Rn non influencé par la rivière, on distingue deux types d'éléments dont les comportements apparaissent homogènes :

- d'un côté NH_4^+ , POCF, POCC et CO_2 dont les teneurs diminuent dans Rd ;
- de l'autre, HPO_4^{2-} , NO_3^- , DOC et SiO_2 dont les teneurs augmentent dans Rd ;

La composition des eaux de rivière, pendant l'étiage, suggère l'existence de 3 réservoirs de carbone de natures différentes. En effet, lorsque l'activité photosynthétique est intense (O_2 maximal), les teneurs en NO_3^- augmentent en même temps que CO_2 diminue. Or, l'équation-bilan de photosynthèse Vs respiration proposée par Stumm et Morgan (1981), modifiée d'après Sigg, Behra et Stumm (2000), devrait conduire, sous contrôle biochimique, à une évolution symétrique des teneurs en NO_3^- et en CO_2 :



Cette première réaction, réversible, implique l'existence d'une réserve organique labile, caractérisée par Amon et Benner (1996a et b), qui relargue (sens 1) ou prélève (sens 2) en solution d'importantes quantités d'éléments nutritifs bioactifs.

Lorsque la respiration prévaut (sens 1), l'oxygène sert à oxyder la matière organique (ratio N : P = 16) ce qui génère la formation de CO_2 , la libération de H_2PO_4^- et NO_3^- et la diminution de pH. Par contre, lorsque la photosynthèse domine, en eaux claires, les nutriments sont prélevés en même temps que le CO_2 dissous ce qui a pour conséquence d'élever le pH, d'accroître la teneur en O_2 dissous et la quantité de carbone organique, dissous ou particulaire. Dans les plaines d'inondation et les lacs bordant les cours principaux, le taux de photosynthèse peut atteindre $160 \text{ mmol C.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (Wissmar *et al.*, 1981 ; Quay *et al.*, 1995) ce qui est comparable aux productivités primaires maximales observées dans les océans (Mayorga et Aufdenkampe, 2002).

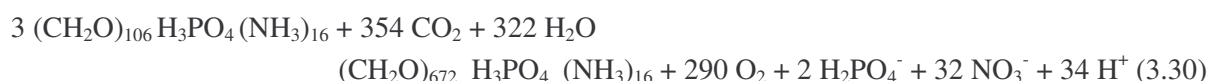
Or, on s'aperçoit que dans Rd, les teneurs des nutriments sont supérieures à celles de l'écoulement de nappe ce qui supposerait une prévalence de la minéralisation par rapport à la photosynthèse sur le bilan des nutriments et au contraire une prévalence de la photosynthèse par rapport à la minéralisation sur le bilan du CO_2 . Ces observations montrent que le facteur limitant de la respiration est la faible biodisponibilité du substrat organique (Benner *et al.*, 1995) ; en réalité, seule une petite quantité de composés organiques labiles sert de substrat à la respiration. La prise en compte d'un second réservoir organique, plus stable, offre une relecture clarifiée de ces observations.

Lorsque les eaux sont suffisamment limpides pour entretenir l'activité photosynthétique des plantes aquatiques, dont C/N = 42 (Victoria *et al.*, 1992), la réaction suivante détermine un nouvel équilibre :



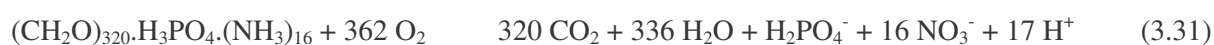
On peut raisonnablement admettre que cette seconde réaction n'opère que dans un sens ce qui implique que la biomasse formée est essentiellement exportée sous forme particulaire (POCC ou POCF). L'activité photosynthétique génère une nette diminution des teneurs en CO_2 et une aération des eaux, sans que le bilan des nutriments soit réellement affecté. Les conditions favorables à l'activité photosynthétique ne sont observées que par intermittence (eaux claires) ce qui explique l'influence modeste de ce mécanisme sur les bilans de masse annuels mais l'influence décisive sur quelques excursions bien spécifiques (excursions 3 et 6). La photosynthèse contrôle donc la composition gazeuse des eaux d'étiage et plus modestement le bilan des nutriments. Aussi, en période de basses eaux, l'activité photosynthétique des plantes aquatiques est optimale, conduisant à un appauvrissement des teneurs en CO_2 , à un enrichissement des teneurs en O_2 et à un relargage de nutriments, dont NO_3^- qui provient du réservoir organique labile (sens 1 > sens 2, équation 3.28).

Le couplage des deux réactions précédentes (3.28 et 3.29) justifie le comportement erratique de NO_3^- , en opposition par rapport à CO_2 . Considérant l'équilibre 3 x Réaction 1 + Réaction 2, on obtient :



Le modèle biochimique des plaines alluviales, synthétisé par l'équation 3.30, est parfaitement compatible avec les observations faites dans Rd : la photosynthèse catalyse la dégradation d'un pool organique instable riche en éléments bioactifs. Le bilan molaire du CO₂ consommé (-354) est proche de celui d'O₂ produit (+290).

Enfin, au vu des bilans de masse entre l'amont (Vargem Grande) et l'aval (Obidos), on peut établir l'existence d'un troisième réservoir de carbone au sein du cours d'eau. En effet, on constate que les flux entrants de CO₂ sont inférieurs aux flux sortants et qu'inversement, les flux entrants d'O₂ sont supérieurs aux flux sortants. Ces observations suggèrent qu'au niveau des plaines alluviales, la minéralisation de la matière organique l'emporte sur la photosynthèse à l'échelle annuelle. Cette information semble être confirmée par le déficit de POCC (carbone organique grossier) relevé à l'aval. En effet, la matière organique apportée par les eaux de ruissellement (POCC, C/N = 20) tend à sédimenter dans les plaines alluviales au niveau desquelles une intense minéralisation pourrait s'opérer selon le bilan suivant :



Les analyses portant sur le carbone 14 révèlent l'origine récente de cette fraction POCC (Hedges *et al.*, 1986b ; Trumbore *et al.*, 1995) qui se dégrade activement et fournit un substrat organique à partir duquel sont libérés du carbone organique dissous (DOC), du carbone inorganique dissous (DIC) et du méthane (Richey *et al.*, 1988 ; Devol *et al.*, 1994).

L'examen de la composition isotopique du carbone, détaillé ultérieurement, confirme l'influence combinée de ces trois réservoirs organiques.

5.2- Le budget moyen des varzeas

Le bilan biogéochimique des plaines d'inondation du bassin de l'Amazone ne peut être correctement établi par lecture directe des données chimiques du projet CAMREX. La transposition des résultats du modèle de mélange chimique à 4 réservoirs aux données hydrologiques recueillies sur la période 1974-1990, par filtrage des débits, permet de préciser les mécanismes qui contrôlent le bilan des plaines d'inondation. La démarche consiste à confronter le bilan biogéochimique des affluents (flux d'entrée) aux sorties relevées à la station d'Obidos. Les résultats présentés concernent plus particulièrement les matières en suspension et les éléments dits bioactifs. Pour finir, un bilan de l'évaporation des varzeas est proposé.

5.2.1- La sédimentation

Le bilan comparé des flux entrants et des flux sortants de matières en suspension fines (FSS) fait apparaître un excédent des entrées par rapport aux sorties. Pour s'affranchir du fait que les petits affluents de l'aval n'ont pas été pris en compte, faute d'échantillonnage adapté des eaux de drainage, l'interprétation porte sur les différences de concentration et non sur les différences de flux. On suppose implicitement que la concentration des petits affluents (249 000 km²) est sensiblement identique à la moyenne des affluents majeurs (4 370 000 km²) soumis à l'analyse.

L'examen des variations moyennes de FSS en fonction du débit permet d'établir un déficit de concentration à l'aval d'autant plus grand que le débit est faible (Figure 3.11) ; lorsque le débit augmente, les écarts de concentration s'atténuent puis s'annulent pour Qt = 1800 mm/an. Cette approche met en évidence une sédimentation préférentielle des matériaux solides pour des débits faibles et au contraire une remise en suspension en période de hautes eaux (Meade : 1985, 1987). Les variations moyennes attendues sur POCF sont conformes à celles de FSS, ce qui indique le contrôle prépondérant exercé par la sédimentation sur les flux de carbone organique particulaire.

Considérant la fraction grossière des suspensions, on note un déficit systématique à l'aval qui s'accroît lorsque le débit augmente. Les apports supplémentaires de l'amont ne se répercutent pas à l'aval qui exprime un bruit de fond saisonnier en CSS oscillant mais fortement amorti. L'exportation

de cette fraction, s'opérant principalement par saltation (Curtis *et al.*, 1979 ; Richey *et al.*, 1986) dépend étroitement de la vitesse des courants (Meade *et al.*, 1985) et donc du débit total.

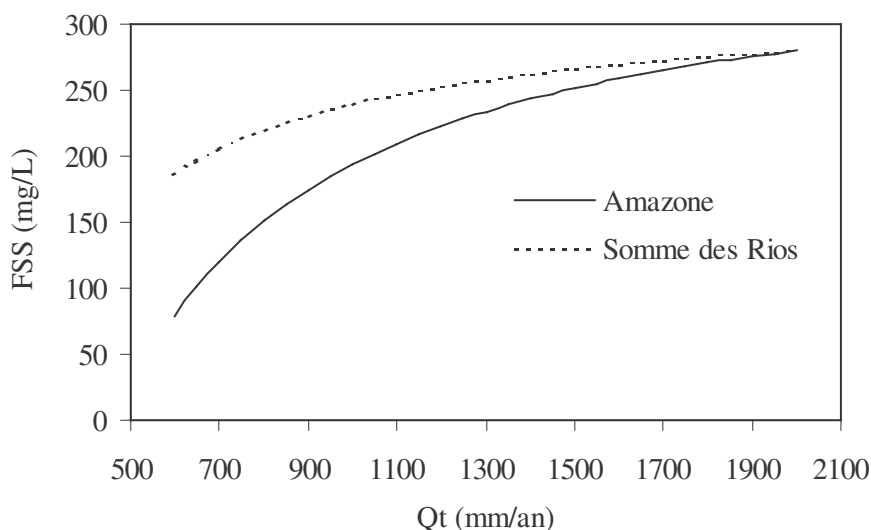


Figure 3.11- Variations de la teneur en suspensions (fraction fine : FSS) en fonction du débit sur le bassin de l'Amazone et la somme de ses affluents majeurs.

5.2.2- Les transformations biologiques

La lecture comparée des variations de teneurs concernant les éléments dits bioactifs (NO_3^- , CO_2 , O_2 , HPO_4^{2-} , DOC) et paramètres associés (pH, $\delta^{13}\text{C}$) permet (1) de mettre en évidence les transformations biochimiques qui ont lieu dans les plaines d'inondation et (2) de les quantifier.

Le fait marquant concerne plus particulièrement l'équilibre O_2 / CO_2 . A débit faible, on attend un déficit de CO_2 et un excédent d' O_2 à la station d'Obidos, ce qui laisse supposer la prévalence de la photosynthèse sur la composition des eaux en gaz dissous. Les teneurs en NO_3^- obtenues à l'aval, fortement accrues par rapport à l'amont, sont la conséquence de l'augmentation des teneurs en oxygène dissous qui encourage l'oxydation de l'azote (organique et ammoniacal). En corrolaire, le pH apparaît plus fort ce qui est interprété comme le résultat de la ponction de CO_2 par la rivière. L'évolution de la composition isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), enrichi en carbone lourd en période de basses eaux, confirme l'hypothèse d'un prélèvement biologique du CO_2 . En effet, le fractionnement du carbone inorganique dissous par prélèvement du carbone léger a pour conséquence d'alourdir sa composition isotopique.

Toutefois, à mesure que le débit augmente, ce mécanisme à dominante photosynthétique est progressivement occulté. Le bilan du gaz carbonique devient alors excédentaire tandis que celui de l'oxygène apparaît déficitaire : la minéralisation prévaut sur la photosynthèse. L'écart de concentration entre la somme des affluents et l'Amazone à Obidos s'équilibre autour de + 25 $\mu\text{mol/L}$ pour CO_2 et - 25 $\mu\text{mol/L}$ pour O_2 . Ce basculement biochimique se répercute sur le pH qui devient plus acide à l'aval et sur le $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) qui s'allège significativement de l'amont (-14,89 ‰) vers l'aval (-15,68 ‰). Si l'on considère que cet allègement résulte de la minéralisation de la matière organique pour laquelle $\delta^{13}\text{C} = -28,7$ ‰, on en déduit la part de carbone inorganique (X) libérée par minéralisation diagénétique : $X = (-15,68 + 14,89) / (-28,7 + 14,89) = 7,1 \%$.

Cette estimation est inférieure à l'écart effectivement observé sur les teneurs en CO_2 , établi préalablement à +16,5 %. La contribution des plantes aquatiques en C4, dont le $\delta^{13}\text{C}$ est de -13‰ (Victoria *et al.*, 1992), pourrait expliquer l'erreur obtenue en ramenant la composition isotopique du CO_2 libéré par minéralisation à : $(-15,68 + 14,89) / 0,165 - 14,89 = -20,7 \%$.

Pour conclure sur ce chapitre, il me semble important d'insister sur le comportement paradoxal de l'azote. En effet, en période d'été, l'azote organique s'oxyde dans les plaines d'inondation alors que le métabolisme de la rivière est dominé par la photosynthèse ce qui devrait avoir pour conséquence

d'immobiliser les nitrates. Ce phénomène s'explique par l'existence de plusieurs fractions organiques, dont la biodégradabilité est différente. D'un côté, on trouve une fraction organique réfractaire, issue de la litière des sols, dont le turn-over est lent et qui tend à s'oxyder dans les cours d'eau. De l'autre, on distingue une fraction organique labile, endémique au cours d'eau dont le turn-over est rapide et qui tantôt se minéralise, tantôt immobilise les éléments dissous. En période d'étiage, la minéralisation de ce pool organique labile prévaut en raison de fortes teneurs en oxygène dissous ce qui libère des nitrates et du CO_2 ; en même temps, le cours d'eau prélève du CO_2 et des nitrates pour les besoins de la photosynthèse. Or, pour des raisons stoechiométriques, le bilan du carbone est déficitaire (prélèvement > minéralisation) tandis que celui de l'azote est excédentaire (minéralisation > prélèvement). La fraction labile du carbone organique dissous (DOC), dont la teneur régresse fortement dans les plaines d'inondation, constitue sans nul doute une source importante de nitrates en raison d'un rapport C/N bas (<8) et une source secondaire de carbone pour les mêmes raisons. Notons qu'en moyenne, le ratio C/N du DOC se situe aux alentours de 28-30 ce qui dénote la diversité des molécules constitutives du DOC, les acides fulviques se révélant très stables, à la différence des acides aminés, des carbohydrates et des acides organiques simples (Hedges *et al.*, 1986a, 1994).

5.2.3- L'évaporation

Le bilan de l'évaporation des plaines d'inondation peut être approché par l'examen du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux. L'analyse des variations conjointes de ce critère pour la somme des affluents et l'Amazone témoigne d'un enrichissement des eaux en oxygène lourd d'environ 0,2 ‰. Les variations quasi-symétriques du $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du débit, obtenues par application du modèle pour l'amont (somme des affluents) et l'aval (Obidos), révèlent une influence accrue de l'évaporation en période sèche.

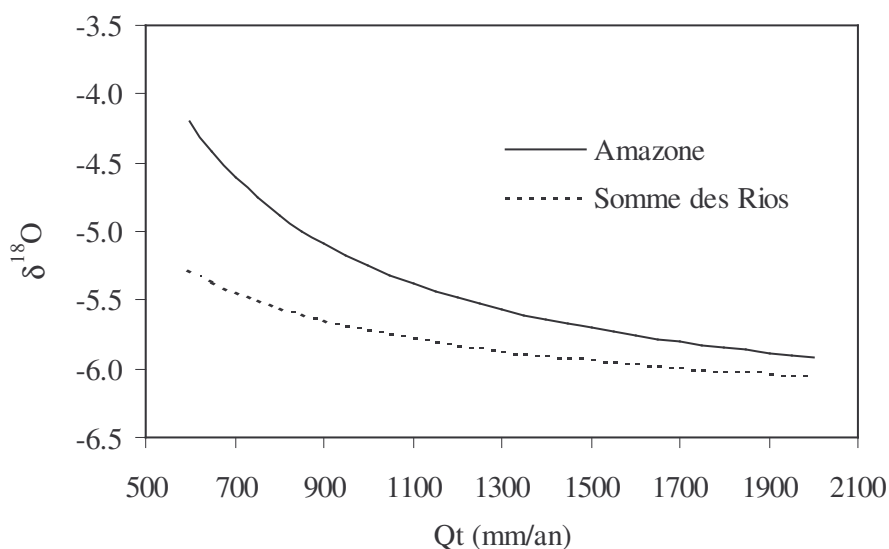


Figure 3.12- Variations comparées du $\delta^{18}\text{O}$ à l'amont (somme des affluents) et à l'aval (Amazone à Obidos) en fonction du débit.

En période de basses eaux ($Q_t = 600$ mm/a), l'écart entre l'amont et l'aval atteint 1,1 ‰ ce qui témoigne d'une évaporation intense (figure 3.12). En revanche, en cas de fort débit ($Q_t = 2000$ mm/an), l'écart portant sur le $\delta^{18}\text{O}$ s'atténue (0,1 ‰) et pour ainsi dire s'annule au-delà en raison d'un temps de résidence raccourci dans les plaines d'inondation : l'évaporation n'opère alors pas pleinement.

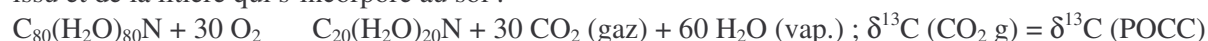
Les plaines d'inondation constituent des lieux d'intense évaporation dont l'effet se répercute sur la composition isotopique des eaux de drainage.

6- Le cycle biogéochimique du carbone

Les variations de compositions isotopiques de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) dans différentes fractions (DIC, DOC, POCF, POCC) mesurées dans les eaux de l'Amazonie et de ses principaux affluents ont été interprétées comme dépendantes de la respiration des sols (Tardy, Bustillo *et al.*, à paraître), en complément des mécanismes opérant dans les cours d'eau.

Les processus de respiration dans les sols et les cours d'eau induisent un enrichissement en isotope lourd des substances humiques au cours de leur évolution par rétrocession à l'atmosphère de carbone léger [$\delta^{13}\text{C}$ (CO_2)]. Ce processus est incriminé (Boutton, 1996 ; Desjardins *et al.*, 1991) pour expliquer le fait que les substances humiques du sol sont plus lourdes que les litières issues directement de restitutions par les plantes (effet Suess).

La respiration des sols et des cours d'eau est gouvernée par deux processus essentiels. Le premier est un processus sub-atmosphérique, intervenant au contact direct de l'atmosphère et caractérisant l'oxydation de débris végétaux desquels la litière dérive. Ce processus libère du CO_2 dans l'atmosphère, CO_2 dont la composition isotopique est à peu près similaire à celle des plantes dont il est issu et de la litière qui s'incorpore au sol :



Le second processus est souterrain. Il implique $\text{DIC} = \text{CO}_2 (\text{aq.}) + \text{HCO}_3^- (\text{aq.})$ dont l'équilibre se modifie au cours du processus d'infiltration, d'évaporation et de dissolution progressive. Les concentrations de CO_2 aq. dépendent (1) du pH, qui de manière classique augmente du haut vers le bas des profils et (2) de la consommation de dioxyde de carbone qui accompagne la dissolution des carbonates et l'hydrolyse des silicates.

6.1- Réservoirs de carbone à l'échelle du bassin de l'Amazonie

A partir des références bibliographiques recueillies (Tardy *et al.*, 1993a et 1993b ; Brown et Lugo, 1992; Bernoux *et al.*, 2001) et des bilans de masse réalisés à l'exutoire d'Obidos pour l'ensemble du bassin de l'Amazonie, un bilan synthétique représentant les réservoirs de carbone et les flux entre compartiments est proposé. On distingue 3 grands réservoirs de carbone : la biomasse végétale, le sol et l'atmosphère. La biomasse végétale représente environ 80 T(C) / ha et le sol contient près de 105 T (C) / ha. La productivité primaire nette est établie à 22 T (C).ha⁻¹.an⁻¹. Dans l'hypothèse d'une situation stationnaire, le taux de matière organique reste constant dans les sols et les restitutions au sol sont équivalentes à la production primaire nette. Le temps de résidence du carbone dans la biomasse vivante peut donc être estimée à 80/22 = 3,64 ans. Ce carbone restitué aux sols sous forme de litière subit une première minéralisation qui produit du gaz carbonique et des substances humiques. Le gaz carbonique produit par oxydation des litières est émis vers l'atmosphère alors que les substances humiques sont incorporées au pool organique des sols. A l'équilibre, la formation de substances humiques doit compenser les exportations de carbone dans les eaux de drainage, soit: 86 kgC.ha⁻¹.an⁻¹ sous forme inorganique ($\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^-$), 43 kgC.ha⁻¹.an⁻¹ sous forme de carbone organique dissous (DOC) et 29 kgC.ha⁻¹.an⁻¹ sous forme carbone organique particulaire (POC) soit une exportation totale équivalente à 158 kgC.ha⁻¹.an⁻¹.

En situation stationnaire, la formation de substances humiques est strictement compensée par les exportations. Le temps de résidence du carbone dans les sols peut donc être estimé en première approximation à 105/0,158 = 664 ans. Les estimations proposées rejoignent celles de Hedges *et al.* (1986b), étayées par datation au carbone 14. Cette longévité est rendue possible par les interactions avec la matrice minérale (complexe argilo-humique) qui a un effet protecteur sur les substances humiques et qui favorise la polymérisation de molécules organiques dissoutes (Devol et Hedges, 2001 ; Duchaufour, 1995).

6.2- Données chimiques et isotopiques

Sur le bassin de l'Amazonie, des analyses isotopiques portant sur les différentes fractions de carbone : $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), $\delta^{13}\text{C}$ (POCF), $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) et sur l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ ont été réalisées. Ces paramètres constituent des traceurs géochimiques, témoins d'origine et de flux décryptés grâce aux

fractionnements physique (évaporation), chimique (spéciation en fonction du pH) et/ou biochimique (photosynthèse et minéralisation). Leur analyse permet notamment de préciser le cycle biogéochimique du carbone et l'origine des eaux de drainage. Le comportement de la matière organique est également apprécié à partir du ratio C/N.

Les moyennes des 8 excursions calculées pour les 8 affluents, la somme des affluents et l'Amazone (à Obidos) sont présentées au tableau 3.11.

Tableau 3.11- Composition isotopique de l'oxygène dans les eaux ($\delta^{18}\text{O}$, ‰), composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$, ‰), dans différentes fractions (DIC, POCF, POCC) et ratio C/N dans différentes phases (POCF, POCC). Moyennes pondérées pour chaque affluent, la somme des affluents et l'Amazone à Obidos. Données extraites du projet CAMREX.

	mm.a ⁻¹	$\delta^{13}\text{C}$			$\delta^{18}\text{O}$	C/N		DIC	POCF	POCC	PONF	PONC
Station	Qt	DIC	POCF	POCC	H ₂ O	POCF	POCC	μmol/L				
Negro	1210	-25.13	-28.09	-32.60	-4.85	9.88	22.22	132.2	37.4	1.3	3.8	0.1
Iça	1559	-20.04	-28.36	-28.76	-5.64	9.88	20.59	219.8	111.7	18.3	11.9	0.7
Jutai	1461	-23.14	-28.62	-31.18	-5.31	8.59	17.88	383.1	71.8	2.5	8.5	0.1
Japurá	1747	-18.33	-27.65	-28.18	-5.63	10.29	21.61	283.2	124.0	38.8	12.0	0.7
Purus	1006	-19.15	-28.96	-29.56	-5.47	8.40	23.10	567.4	84.8	6.4	10.4	0.1
Madeira	623	-15.51	-26.96	-26.78	-5.72	8.09	17.54	505.9	284.6	46.0	34.1	2.7
Juruá	544	-17.50	-28.11	-28.74	-5.18	8.36	24.95	889.6	132.4	15.0	15.8	0.5
Solimões	1306	-12.53	-26.73	-27.54	-6.85	11.42	22.23	1095.4	313.3	68.5	28.0	3.1
Σ Rios	1051	-14.87	-27.08	-27.55	-5.85	9.90	22.43	587.7	191.5	37.3	19.4	1.66
Amazone	1127	-15.68	-27.26	-28.02	-5.37	10.22	19.98	594.5	193.6	26.4	19.2	1.3

6.2.1- Facteurs contrôlant $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau

L'équation générale établie sur 9 points (en excluant somme des affluents) est la suivante :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = -6,17 - 2,33 \times \text{FR} + 0,730 \times \text{Iconc} - 4,180 \times \text{Islop} \quad (R^2 = 0,97) \quad (3.32)$$

Dans cette équation, le facteur lithologique doit être considéré en même temps que le facteur pente dans la mesure où ces deux paramètres sont intercorrélés : les roches carbonatées sont en effet plus particulièrement localisées dans les Andes. Les deux coefficients sont négatifs, indiquant que, du fait d'un abaissement de température, l'altitude est le principal facteur contrôlant $\delta^{18}\text{O}$. Plus l'altitude est élevée, plus la température est basse et plus l'oxygène est léger. L'autre facteur important est bien entendu l'indice de concentration Iconc. Plus Iconc est élevé, plus le débit est faible et l'évaporation intense conduisant à un alourdissement de $\delta^{18}\text{O}$.

6.2.2- Facteurs contrôlant $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) (‰)

A l'évidence, pour chacun des cours d'eau considérés, $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) se situe entre $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) = -33 ‰ et $\delta^{13}\text{C}$ (CO₂ carb) = +3 ‰. Le dernier élément supposé constant, $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) dépend étroitement des proportions de carbonate dissous (FR = CO₂ carb / CO₂ tot). La droite ajustée, reliant $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) et FR passe par les deux points A et B.

Les deux points utilisés pour l'ajustement : A, représente l'absence de carbonates et 100% de silicates comme source de CO₂ consommé ; B représente 100% de carbonates et 50% de CO₂ consommé provenant de la source organique tandis que les 50% restants dérivent de la source carbonatée.

L'équation de la droite, passant par les 3 points : moyenne, Rio Negro et Rio Solimões, est la suivante :

$$\delta^{13}\text{C} (\text{DIC}) = 29,00 \times [\text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}] - 25,50 \text{ ‰} \quad (3.33)$$

En conséquence, le bilan de masse isotopique constitue, a posteriori, un excellent test de cohérence, confirmant la validité de l'évaluation de la composition de la norme altérée.

Une régression générale établie sur 10 points, et mettant en jeu 3 facteurs, fournit l'équation suivante :

$$\delta^{13}\text{C} (\text{DIC}) (\text{‰}) = -21,6 + 21,818 \times \text{FR} - 1,083.10^{-3} \times \text{Qt} + 11,878 \times \text{Islop} \quad (3.34)$$

Le facteur lithologique, considéré en même temps que le facteur pente (Islop) sont tous les deux positifs : plus la part de roches carbonatées est importante, plus $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) est négatif. La raison est que la contribution des carbonates aux teneurs en DIC accompagne une signature alourdie en carbone : $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) = + 3 ‰. L'autre facteur exerçant un contrôle sur la composition isotopique de $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) est l'évaporation : plus le débit est faible, plus l'indice de concentration P/D est élevé et moins $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) est négatif.

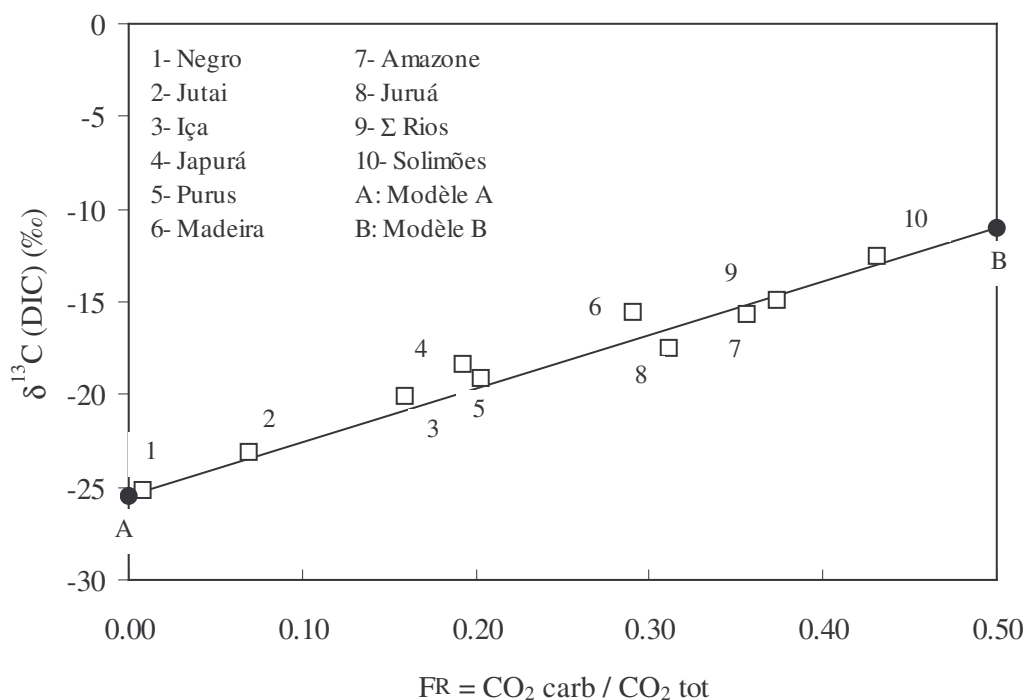


Figure 3.13- Relation quasi- linéaire entre $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) et $\text{FR} = \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}$. La droite ajustée passe par les deux points extrêmes : A [$\text{FR} = 0$; $\delta^{13}\text{C}$ -DIC = -25,5 ‰] et B [$\text{FR} = 0,50$ (100% carbonates) ; $\delta^{13}\text{C}$ -DIC = -11 ‰]

Le facteur critique est la contribution des roches carbonatées à la teneur en carbone inorganique dissous (figure 3.13) tracé par le ratio $\text{FR} = \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}$. La valeur retenue pour $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates (+3,0 ‰) correspond à celle proposée par Carpenter et Lohman (1997) pour les roches calcaires du Crétacé et du Tertiaire. En confrontant les régressions établies pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), on constate que d'un cours d'eau à l'autre, les facteurs qui tendent à alourdir $\delta^{18}\text{O}$ sont les mêmes que ceux allégeant $\delta^{13}\text{C}$ (DIC). On apprécie ici le rôle de l'évaporation régulant d'une certaine manière les deux signaux isotopiques : plus l'évaporation est forte (Q_t faible), plus la respiration des sols est intense et plus $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) sont lourds.

La composition isotopique de $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) dépend également de la composition isotopique de la matière organique [$\delta^{13}\text{C}$ (POCC) et $\delta^{13}\text{C}$ (POCF)] dont l'oxydation libère du CO_2 . En plus de l'influence évidente de la roche-mère et de la matière organique des sols, un fractionnement supplémentaire s'opère par respiration des sols et de la rivière.

6.2.3- Facteurs contrôlant $\delta^{13}\text{C}$ (POCC et POCF)

De manière générale, il semble être admis que POCC est allégé par rapport à POCF (écart moyen : - 1,15 ‰), en raison d'un fractionnement dans les sols. Cette augmentation de $\delta^{13}\text{C}$ dans POCF a été observée dans des profils de sols et interprétée comme le résultat de processus d'humification (Volkoff et Cerri, 1987 ; Andreux *et al.*, 1990 ; Desjardins *et al.*, 1991). Les réactions d'oxydation et de décarboxylation affectant la matière organique fugitive (litière et dérivés) produisent du CO_2 par voie

chimique ou microbienne, généralement appauvri en ^{13}C par rapport aux composés dont il est issu (Blair *et al.*, 1985). Par conséquent, au cours du processus d'humification, on s'attend à ce que le $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique augmente, ce dont témoigne l'écart entre POCC et POCF. Par conséquent, $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) doit être plus proche de la composition isotopique de la végétation que $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) qui représente plutôt la composition isotopique des substances humiques.

Un premier résultat fondamental est que $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) et $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) fluctuent de manière symétrique d'un bassin à l'autre, comme le révèlent les équations suivantes :

$$\delta^{13}\text{C} (\text{POCF}) = -27,85 - 1,376.10^{-3} \times \text{Qt} + 10,129 \times \text{Islop} \quad (3.35)$$

$$\delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) = -24,09 - 6,475.10^{-3} \times \text{Qt} + 16,709 \times \text{Islop} \quad (3.36)$$

$$\delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) - \delta^{13}\text{C} (\text{POCF}) = 3,76 - 5,099.10^{-3} \times \text{Qt} + 6,581 \times \text{Islop} \quad (3.37)$$

Malgré une certaine dispersion, on observe une bonne correspondance entre $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) et $\delta^{13}\text{C}$ (POCC). Sur la moyenne, $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) est systématiquement plus négatif que $\delta^{13}\text{C}$ (POCF).

Le signal permanent est contrôlé par le facteur pente Islop, intercorrélé avec FR : plus la pente est forte ou l'altitude élevée, plus $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) et $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) sont lourds et plus $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) - $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) est grand. On constate par ailleurs que $\delta^{13}\text{C}$ (POCF), $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) et $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) - $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) sont d'autant plus lourds que l'écoulement total Qt est petit. On pourrait décider un peu vite que ces tendances sont le fait de proportions variables de plantes C4/C3 contribuant à POCC ($\delta^{13}\text{C}$ -C4 = -13 ‰ plus lourd ; $\delta^{13}\text{C}$ -C3 = -28 ‰ plus léger). L'influence des facteurs peut également être liée à des changements locaux de composition isotopique du CO_2 atmosphérique ($\delta^{13}\text{C}$ - CO_2 = -8 ‰ en moyenne) utilisé par les plantes pour leurs besoins de photosynthèse. Ces changements seraient liées à des modifications de composition du CO_2 respiré par les sols (Martinelli *et al.*, 1991, 1998) ou au prélèvement de DIC plus lourd par les plantes aquatiques de type C4. Finalement, l'exploration d'une quatrième possibilité est proposée. Sans remettre en cause la pertinence des trois processus mentionnés, les variations de $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) sont interprétées par la suite comme le résultat d'un degré d'évolution différent des litières, dérivant des restitutions végétales soumises à une oxydation et produisant un fractionnement isotopique.

6.2.4- Distribution dans Rs, Ri, Rb

Les résultats obtenus sur le $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), présentés au tableau 3.12, confirment les résultats obtenus pour le pH et les pôles d'altération. De manière générale, l'écoulement Rb présente une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) moins négative que dans Rs ou Ri. Seuls les Rios Negro et Iça font exception à la règle, ce qui conforte les inversions relevées pour le pH, estimé plus acide dans Rb.

L'alourdissement du $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) dans Rb confirme la présence importante de roches carbonatées au niveau du front d'altération chimique qu'abritent les nappes souterraines. La distinction entre Rs et Ri est moins évidente, bien que Rs apparaisse relativement allégé par rapport à Ri.

Considérant la fraction organique fine POCF, on observe un gradient de Rs (alourdi) vers Rb (allégé). Seul le Madeira présente un écoulement Rb alourdi en ^{13}C dans POCF, ce qui se répercute sur l'Amazone. Cependant, la distinction dans Rb de la composante de nappe Rn et de la composante de rivière Rd (tableau 3.5b) montre que la matière organique POCF dans Rn est systématiquement enrichie en ^{13}C de quelques unités de δ par rapport à Rs et Ri et au contraire appauvrie en ^{13}C de quelques unités de δ dans Rd. La logique d'évolution de la matière organique dans les sols, par humification, est donc correctement tracée par l'analyse isotopique de POCF. Par ailleurs, il est intéressant de remarquer que la fraction de POCF attribuée à la composante de varzeas présente un rapport C/N très bas témoignant d'une perte de carbone et d'une conservation d'azote, incriminant les processus de minéralisation dans le cours d'eau.

Considérant la fraction grossière POCC, on observe un allègement systématique de $\delta^{13}\text{C}$ dans Rb qui coïncide avec une augmentation du ratio atomique C/N. Il est probable que dans les eaux d'étiage, apportées par Rb, la photosynthèse soit à l'origine d'une production de biomasse, dont les caractéristiques isotopiques et chimiques se répercutent sur Rb. Le prélèvement biologique du carbone, par photosynthèse, s'accompagne d'un fractionnement du carbone qui est plus léger dans les tissus végétaux, pour des raisons d'ordre cinétique. Par ailleurs, Victoria *et al.* (1992) estiment que le

rapport C/N des plantes aquatiques est voisin de 42. Cette composante biologique, formée dans les cours d'eau, dénature irrémédiablement le bruit de fond chimique des nappes et justifie a posteriori les caractéristiques de Rb.

Tableau 3.12- Composition isotopique des 3 réservoirs Rs, Ri et Rb sur l'Amazone et ses principaux affluents : $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) et $\delta^{13}\text{C}$ (POCC). Ratio atomique C/N du carbone organique (POCC et POCF)

Rio	Qk	mm/a	$\delta^{13}\text{C}$			C/N	
			DIC	POCF	POCC	POCF	POCC
Negro	Rs	400	-21.8	-25.8		13.1	22.2
	Ri	548	-24.4	-28.6		11.3	22.2
	Rb	262	-28.1	-30.2		8.1	22.2
	M	1210	-25.1	-28.1	-32.6	9.9	22.2
Iça	Rs	633	-17.8	-26.2	-27.5	9.2	26.0
	Ri	623	-21.5	-29.1	-30.1	10.6	16.7
	Rb	303	-21.5	-31.5	-28.6	10.1	17.2
	M	1559	-20.0	-28.4	-28.8	9.9	20.6
Jutai	Rs	561	-22.5	-24.3	-21.3	8.5	19.8
	Ri	619	-28.7	-27.1	-32.6	8.6	19.8
	Rb	281	-10.7	-40.3	-47.9	9.4	29.9
	M	1461	-23.1	-28.6	-31.2	8.6	21.3
Japurá	Rs	761	-14.1	-22.6	-20.0	11.9	18.2
	Ri	663	-27.5	-28.3	-32.3	11.3	20.0
	Rb	324	-9.2	-38.1	-38.9	3.9	32.7
	M	1747	-18.3	-27.6	-28.2	10.3	21.6
Purus	Rs	261	-22.5	-25.1	-26.4	8.2	23.1
	Ri	492	-21.1	-29.5	-28.6	9.2	23.1
	Rb	253	-10.6	-31.4	-35.2	6.8	23.1
	M	1006	-19.2	-29.0	-29.6	8.4	23.1
Madeira	Rs	119	-19.7	-26.2	-27.9	11.9	14.7
	Ri	327	-20.7	-28.6	-23.0	9.2	17.9
	Rb	178	-3.2	-24.5	-32.9	3.5	22.7
	M	623	-15.5	-27.0	-26.8	8.1	17.5
Juruá	Rs	106	-17.8	-27.0	-25.0	9.4	23.9
	Ri	279	-19.7	-28.0	-27.1	8.3	18.5
	Rb	158	-13.3	-29.0	-34.2	7.4	30.5
	M	544	-17.5	-28.1	-28.7	8.4	23.3
Solimões	Rs	442	-12.1	-25.6	-25.6	11.1	15.2
	Ri	594	-13.7	-26.5	-26.4	12.9	20.0
	Rb	271	-10.5	-28.9	-33.2	8.5	38.8
	M	1306	-12.5	-26.7	-27.5	11.4	22.2
Amazone	Rs	332	-14.1	-27.2	-28.4	9.6	22.3
	Ri	539	-19.6	-28.2	-27.5	13.2	15.9
	Rb	256	-9.0	-25.3	-28.7	4.8	25.6
	M	1127	-15.7	-27.3	-28.0	10.2	20.0
Rios	Rs	330	-13.5	-25.6	-25.2	9.0	17.3
	Ri	483	-17.2	-27.3	-26.1	11.4	24.8
	Rb	237	-9.6	-30.7	-30.8	9.4	26.3
	M	1051	-14.9	-27.1	-27.6	9.9	22.3

6.3- Le fractionnement isotopique du carbone

La valeur du $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ est déterminée par trois mécanismes qui génèrent un fractionnement isotopique du carbone :

- la contribution variable des carbonates au bilan de consommation du CO_2 ;
- par respiration aux interfaces, pour des raisons de cinétique de diffusion du CO_2 ;
- par spéciation chimique du DIC selon le pH.

Sous la forme organique, le fractionnement du carbone est contrôlé par

- la photosynthèse qui s'accompagne d'un allègement du carbone atmosphérique pour des raisons de cinétique de diffusion ;
- la dismutation de la matière organique dans les sols qui produit du DOC (allégé) et des substances humiques (alourdis).

6.3.1- Fractionnement par dismutation de la matière organique

Les litières sont les produits de la dégradation des organes morts des plantes, restitués aux sols. Pour simplifier, on considère que l'oxydation, au contact de l'atmosphère (système ouvert), ne modifie pas la composition isotopique du carbone des plantes. Par conséquent, $\delta^{13}\text{C}$ des litières est supposé être le même que celui de POCC. La fraction grossière du carbone organique particulaire est vraisemblablement moins transformée que la fraction fine, représentant plutôt les substances humiques formées dans les sols. Aussi, POCF est considéré comme le produit secondaire de l'oxydation des litières (POCC). La fraction grossière POCC, formant les litières, correspond au substrat organique initial à l'origine de deux catégories de substances humiques : (1) les substances insolubles (acides humiques AH, acides fulviques AF et humine Hu) appelées POCF et (2) les substances humiques hydrosolubles (SHH) autrement appelées carbone organique dissous (DOC). La composition isotopique de POCF et DOC, quoique proches de celle de POCC, sont en réalité décalés par une sorte de dismutation chimique et isotopique s'opérant en système confiné dans les sols : $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) est plus lourd et $\delta^{13}\text{C}$ (DOC) est plus léger. Autrement dit, POCF ne serait pas directement impliqué dans les processus de respiration.

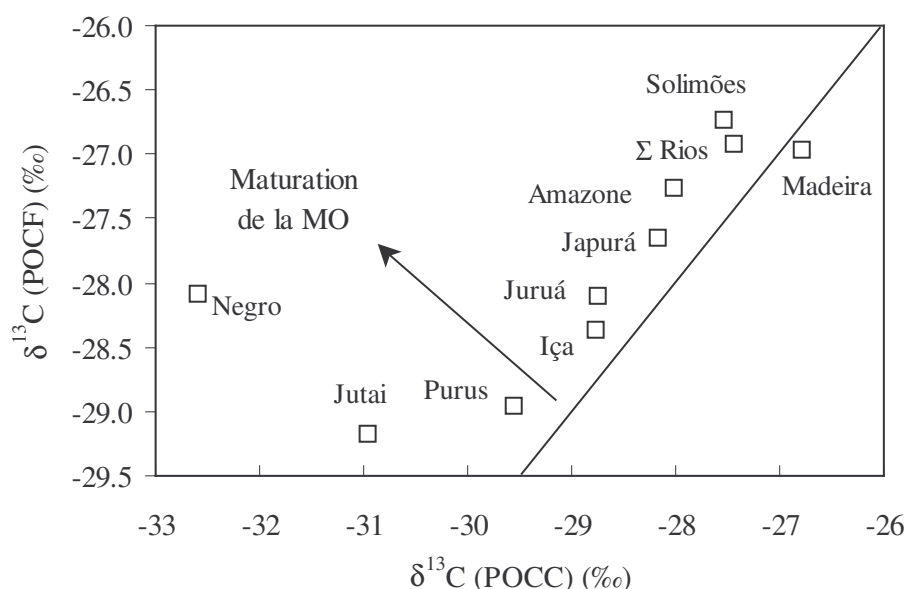


Figure 3.14- Relation entre $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) et $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) établis sur la moyenne des 8 excursions. Mise en évidence d'un alourdissement de la fraction fine qui témoigne d'une maturation de la matière organique par oxydation des litières.

Le fractionnement du carbone par dismutation de la matière organique est confirmé en confrontant l'écart $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) - $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) et la teneur en carbone organique dissous. On obtient l'équation suivante : $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) - $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) = $0,8 \times \text{DOC} - 2,62$ ($R^2 = 0,81$; $n = 10$)

Cette relation indique un alourdissement du $\delta^{13}\text{C}$ (POCF) d'autant plus marqué que la teneur en carbone organique dissous est forte. Lorsque les conditions de milieu dans le sol permettent la formation de substances humiques hydrosolubles, le carbone lourd se concentre dans les produits de dégradation des litières qu'on rattache à POCF. Cet alourdissement est naturellement d'autant plus grand que la formation de DOC est active, pour des raisons de bilan.

6.3.2- Contribution des carbonates

Il existe deux types de carbone minéral impliqué dans DIC.

Pour simplifier, l'altération des silicates utilise exclusivement le CO_2 provenant de l'oxydation de carbone organique, défini précédemment comme étant CO_2 cons. sil :



Par contre, la dissolution des carbonates livre un carbone lourd (C minéral défini par CO_2 carb) et consomme 1 CO_2 léger (C organique défini par CO_2 cons. carb). Comme pour les silicates, le CO_2 léger consommé provient de la minéralisation de la matière organique (POCC) :



Dans ce cas, la moitié des bicarbonates obtenus a la signature isotopique légère de la matière organique (-29‰), l'autre moitié, la signature lourde des carbonates ($+3\text{‰}$), correspondant aux valeurs observées dans les sédiments marins du Trias à l'Holocène. Aussi, à titre d'exemple, pour une roche-mère formée à 100% de CaCO_3 , on obtient le ratio CO_2 carb / CO_2 tot = 50%, et on estime la valeur de $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) à : $0,5 \times (-29 + 3) = -13\text{‰}$.

La combinaison de plusieurs types de roche-mère en différentes proportions dépend du ratio lithologique $\text{FR} = \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}$ ou de son complément $\text{CO}_2 \text{ cons.t} / \text{CO}_2 \text{ tot}$ (silicates + carbonates, $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) -29‰), avec $\text{CO}_2 \text{ cons. sil} + \text{CO}_2 \text{ cons. carb} + \text{CO}_2 \text{ carb} = \text{CO}_2 \text{ tot}$. Ils déterminent à eux trois la valeur de $\delta^{13}\text{C}$ (DIC).

On peut alors soustraire la contribution des carbonates pour reconstituer la composition chimique du DIC, produit par minéralisation de la matière organique. Le $\delta^{13}\text{C}$ (DIC*) théorique est calculé de la manière suivante :

$$\delta^{13}\text{C} (\text{DIC}^*) = [\text{CO}_2 \text{ cons.t} / \text{CO}_2 \text{ tot}] \times \delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) + [\text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}] \times 3,0\text{‰} \quad (3.41)$$

Tableau 3.13- Compositions isotopiques : $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), $\delta^{13}\text{C}$ (POCC) et facteurs lithologiques : $\text{FR} = [\text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}]$ et $[1 - \text{FR}] = [\text{CO}_2 \text{ cons.t} / \text{CO}_2 \text{ tot}]$.

Bassins	$\delta^{13}\text{C}$ (DIC)			$\delta^{13}\text{C}$ (POCC) $\text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}$		$\text{CO}_2 \text{ cons.t} / \text{CO}_2 \text{ tot}$
	Mesuré	Calculé	$\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$	(3)	(4)	
Negro	-25.13	-32.32	7.19	-32.60	0.008	0.992
Jutai	-23.14	-27.89	4.75	-30.97	0.090	0.910
Iça	-20.04	-23.06	3.02	-28.76	0.180	0.820
Japurá	-18.33	-22.29	3.96	-28.18	0.189	0.811
Purus	-19.15	-23.35	4.20	-29.56	0.191	0.809
Madeira	-15.51	-18.16	2.65	-26.78	0.290	0.710
Amazone	-15.68	-18.96	3.28	-28.02	0.292	0.708
Juruá	-17.50	-18.92	1.41	-28.74	0.310	0.690
Σ Rios	-14.60	-20.11	5.52	-31.24	0.325	0.675
Solimões	-12.53	-14.33	1.80	-27.54	0.433	0.567
Modèle A	-25.50	-33.00	7.50	-33.00	0.000	1.000
Modèle B	-11.00	-12.00	1.00	-27.00	0.500	0.500

$$\delta^{13}\text{C} (\text{DIC}) \text{ mesuré} - \delta^{13}\text{C} (\text{DIC}^*) \text{ calculé} (\text{‰}) = \Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}) (\text{‰})$$

En cas d'absence de carbonates (point A), la droite croise l'axe des ordonnées pour $\delta^{13}\text{C} (\text{DIC}) = -25,50 \text{ ‰}$, correspondant approximativement à la valeur attendue de $\delta^{13}\text{C} (\text{DIC})$ en absence de respiration. En réalité, la valeur extrapolée pour $\delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) = -33,00 \text{ ‰}$ de sorte que le décalage observé (tableau 38) : $\Delta\delta^{13}\text{C} = 7,5 \text{ ‰}$. En effet, le Rio Negro, proche du point A, se caractérise par $[\text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}] = 0,008$ (absence de carbonates), $[\text{CO}_2 \text{ cons.t} / \text{CO}_2 \text{ tot}] = 0,992$, $\delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) = -32,60 \text{ ‰}$ et $\Delta\delta^{13}\text{C} = +7,19 \text{ ‰}$.

Pour un socle exclusivement carbonaté, (point B), $[\text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}] = 0,50 = [\text{CO}_2 \text{ cons.t} / \text{CO}_2 \text{ tot}]$.

La valeur de $\delta^{13}\text{C} (\text{DIC}) = -11,00 \text{ ‰}$, correspond à un mélange en proportions identiques de $\delta^{13}\text{C} (\text{carb}) = +3,00 \text{ ‰}$ et $\delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) = -25,00 \text{ ‰}$: $-25 \times 0,5 + 3 \times 0,5 = -11,00 \text{ ‰}$. La valeur $\delta^{13}\text{C} (\text{DIC}) = -25,00 \text{ ‰}$ représente la composition isotopique d'une végétation en l'absence de respiration de $\delta^{13}\text{C} (\text{CO}_2)$ léger. En réalité, on constate que $\delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) = -27,00 \text{ ‰}$ qui donne un shift lié à la respiration de -2 ‰ .

Effectivement, le Rio Solimões, dont les caractéristiques sont proches du point B, se caractérise par $[\text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}] = 0,433$; $[\text{CO}_2 \text{ cons.t} / \text{CO}_2 \text{ tot}] = 0,567$; $\delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) = -27,54 \text{ ‰}$. Enfin, on obtient $\delta^{13}\text{C} (\text{DIC}) = -12,53 \text{ ‰}$ à la place de $-14,33 \text{ ‰}$ (valeur théorique) ce qui donne un écart $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}) = +1,80 \text{ ‰}$.

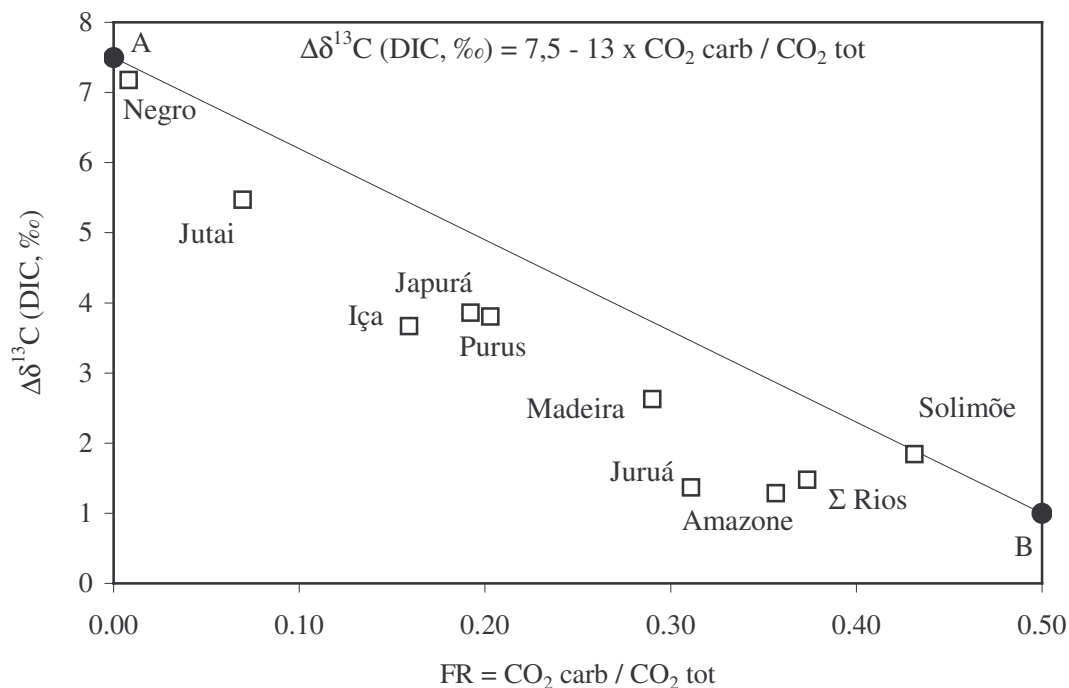


Figure 3.15- Relation entre l'alourdissement isotopique du DIC - noté $\Delta\delta^{13}\text{C} (\text{DIC})$ -et la nature de la roche mère estimée à partir de l'indice lithologique $\text{FR} = \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}$.

Les différences observées entre valeurs observées et valeurs théoriques suivent des évolutions symétriques s'échelonnant du Rio Negro (où les écarts sont les plus forts) au Rio Juruá (où les écarts sont les plus faibles). Le caractère systématique des différences relevées est interprété comme le résultat d'un fractionnement par respiration de CO_2 qui affecte à la fois $\delta^{13}\text{C} (\text{DIC})$ et $\delta^{13}\text{C} (\text{POCC})$.

Le décalage isotopique, dû à la respiration de CO_2 , est maintenant calculé en terme d'équilibres entre espèces chimiques contribuant à l'établissement du $\delta^{13}\text{C} (\text{DIC})$.

6.3.3- Fractionnement isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ entre espèces carbonées : rôle du pH

Parmi les différentes espèces chimiques existantes, comprenant du carbone organique et inorganique, les fractionnements isotopiques suivants sont retenus. Les valeurs, sélectionnées par Nordt *et al.* (1996), issues des travaux de Vogel *et al.* (1970), Mook *et al.* (1974), Vogel (1961), Abelson et Hoering (1961), Deuser et Degens (1967), Wendt (1968), Rubinson et Clayton (1969), Emrich *et al.* (1970), Bottinga (1968), Vogel (1959), Baertschi (1957), Deines *et al.* (1974) et Faure (1977), sont les suivantes:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ aq.}) = \delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ g}) - 1 \text{ ‰} \quad (3.41)$$

$$\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^- \text{ aq.}) = \delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ aq.}) + 8,97 \text{ ‰} \quad (3.42)$$

A partir de ces résultats, on établit la composition isotopique de CO_2 (aq.) et HCO_3^- (aq.) :

$$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ aq.}) = \delta^{13}\text{C}(\text{DIC}) - 1/(X+1) \times 8,97 \quad (3.43)$$

$$\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^- \text{ aq.}) = \delta^{13}\text{C}(\text{DIC}) + X/(X+1) \times 8,97 \quad (3.44)$$

$$\text{avec } X = \text{CO}_2(\text{aq}) / [\text{HCO}_3^-] = 1 / [1 + 10^{(\text{pH}-6,367)}] \quad (3.45)$$

Tableau 3.14- Calcul de la distribution de $\delta^{13}\text{C}$ de CO_2 et HCO_3^- , à partir de $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) en fonction de pH, pour les 10 cours d'eau étudiés, pour les 2 modèles A et B et pour les valeurs moyennes qui sont presque exactement intermédiaires.

Bassins	$\delta^{13}\text{C}$ (DIC)	pH	X	$\delta^{13}\text{C}$ (CO_2 aq)	$\delta^{13}\text{C}$ (HCO_3^- aq)
Negro	-25.13	4.91	28.34	-25.44	-16.47
Jutai	-23.14	5.58	6.12	-24.40	-15.43
Iça	-20.04	6.27	1.26	-24.01	-15.04
Japurá	-18.33	6.24	1.35	-22.15	-13.18
Purus	-19.15	6.26	1.29	-23.06	-14.09
Madeira	-15.51	6.84	0.33	-22.24	-13.27
Amazone	-15.68	6.75	0.42	-22.01	-13.04
Juruá	-17.50	6.85	0.33	-24.27	-15.30
Σ Rios	-14.60	6.85	0.33	-21.33	-12.36
Solimões	-12.53	7.34	0.11	-20.63	-11.66
Modèle A	-25.50	4.37	99.31	-25.59	-16.62
Modèle B	-11.00	8.37	0.01	-19.88	-10.91

6.3.4- Fractionnement cinétique par respiration de CO_2

En solution, $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ aq.})$ et $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^- \text{ aq.})$ se rééquilibrent en fonction du pH, en respectant le $\delta^{13}\text{C}$ initial du $\text{DIC} = \text{CO}_2 \text{ aq.} + \text{HCO}_3^- \text{ aq.}$

Dans le cas de roches-mères indemnes de carbonates (Rio Negro, par exemple), la source de CO_2 utilisée pour altérer les minéraux silicatés, provient exclusivement de la matière organique dégradée en litière dont la composition est proche de POCC. Dans cette hypothèse, $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ devrait être égal à $\delta^{13}\text{C}(\text{POCC})$. Dans les faits, ce n'est pas le cas. Un décrochage systématique apparaît se traduisant par un $\delta^{13}\text{C}(\text{POCC})$ plus lourd. Suivant l'interprétation livrée par Martinelli *et al.* (1998) dans le système sol-plante et par Quay *et al.* (1992) dans le système "cours d'eau", le décrochage est le résultat de la respiration de CO_2 . Des pH acides associés à des fugacités en gaz carbonique élevées encouragent le dégazage de CO_2 relativement allégé par rapport au HCO_3^- restant en solution.

Ce mécanisme correspond à un fractionnement cinétique (dû à l'effet de diffusion) du CO_2 , du sol ou des cours d'eau vers l'atmosphère, déterminée par Craig (1954) :

$$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ g diffusé}) = \delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ g restant}) - 4,4 \delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^- \text{ aq.}) = \delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ aq.}) + 9 \text{ ‰} \quad (3.46)$$

L'isotope léger (^{12}C) diffuse plus rapidement que l'isotope lourd (^{13}C).

La conséquence est qu'à l'interface sol-atmosphère au niveau de laquelle le flux respiratoire se produit, le $\delta^{13}\text{C}$ doit être allégé par rapport à celui du CO_2 g restant dans les profils de sols profonds,

alourdi de +4,4 ‰. Ce fractionnement cinétique a été vérifié expérimentalement par Cerling *et al.* (1991). Ainsi, le dégazage cinétique du CO₂ (g) à partir du CO₂ dissous CO₂ (aq.) induit :

$$\delta^{13}\text{C} (\text{CO}_2 \text{ g}) = \delta^{13}\text{C} (\text{CO}_2 \text{ aq.}) - 3,4 \text{ ‰} \quad (3.47)$$

Notons qu'un fractionnement similaire est observé pour l'oxygène dans l'eau (Faure, 1977) :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{vapeur d'eau}) = \delta^{18}\text{O} (\text{eau liquide}) - 9,2 \text{ ‰}, \text{ à } 25^\circ\text{C} \quad (3.48)$$

Par conséquent, il est prévisible que CO₂ et H₂O se comportent de manière similaire pendant les processus de respiration et d'évaporation. Cela revient à dire que la respiration accompagne l'évaporation, i.e que les conditions contrôlant l'intensité du premier processus sont les mêmes que celles contrôlant l'intensité du second. Quoique les liens soient relativement difficiles à expliciter, il a été démontré par Moreira, Sternberg *et al.* (1997), que dans le CO₂ respiré, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ suivent des variations symétriques le long d'une droite d'équilibre de pente positive (0,5).

6.4- Modélisation de la respiration des sols

La respiration des sols se manifeste par l'alourdissement du signal isotopique du carbone inorganique dissous, noté $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$, et par un alourdissement du signal isotopique de l'oxygène, noté $\delta^{18}\text{O}$. Ces observations sont parfaitement concordantes sur les valeurs moyennes.

6.4.1- Proportion de CO₂ respiré

Le $\delta^{13}\text{C} (\text{CO}_2 \text{ g})$ respiré = $\delta^{13}\text{C} (\text{CO}_2 \text{ aq.}) - 3,4 \text{ ‰}$. Les données calculées (tableau 3.15) sont établies avec $\delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) + 18 \text{ ‰}$ dans le but d'évaluer la proportion de CO₂ respiré en mélange avec le CO₂ atmosphérique de l'air (-8 ‰). On détermine cette proportion de la manière suivante :

$$\% \text{ CO}_2 \text{ resp.} = [\delta^{13}\text{C}(\text{POCC}) + 26] : [\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}) + 8] \times 100 \quad (3.49)$$

Tableau 3.15- $\delta^{13}\text{C}$ calculé (CO₂ g respiré) = $\delta^{13}\text{C} (\text{CO}_2 \text{ aq.}) - 3,4 \text{ ‰}$. L'excès négatif de [$\delta^{13}\text{C} (\text{POCC}) + 18 \text{ ‰}$] est interprétée comme le résultat de la respiration de CO₂ et de la combinaison entre $\delta^{13}\text{C} (\text{CO}_2 \text{ g respiré})$ et l'air atmosphérique caractérisé par $\delta^{13}\text{C} (\text{CO}_2 \text{ g}) = -8 \text{ ‰}$.

Bassins	$\delta^{13}\text{C} (\text{‰})$					$\Delta\delta^{13}\text{C} (\text{‰})$	CO ₂ (MO)	
	CO ₂ aq	HCO ₃ ⁻ aq	CO ₂ resp.	DIC (obs)	DIC* (corr.)	DIC	% resp.	% atm.
Negro	-25.44	-16.47	-28.84	-25.13	-32.31	7.18	0.317	0.683
Jutai	-24.40	-15.43	-27.80	-23.14	-28.61	5.47	0.251	0.749
Iça	-24.01	-15.04	-27.41	-20.04	-23.71	3.67	0.142	0.858
Japurá	-22.15	-13.18	-25.55	-18.33	-22.19	3.86	0.124	0.876
Purus	-23.06	-14.09	-26.46	-19.15	-22.96	3.81	0.193	0.807
Madeira	-22.24	-13.27	-25.64	-15.51	-18.14	2.63	0.044	0.956
Amazone	-22.01	-13.04	-25.41	-15.68	-16.96	1.28	0.116	0.884
Juruá	-24.27	-15.30	-27.67	-17.50	-18.87	1.37	0.140	0.860
Σ Rios	-21.33	-12.36	-24.73	-14.60	-16.07	1.48	0.087	0.913
Solimões	-20.63	-11.66	-24.03	-12.53	-14.37	1.84	0.096	0.904
Modèle A	-25.59	-16.62	-28.99	-25.50	-33.00	7.50	0.334	0.666
Modèle B	-19.88	-10.91	-23.28	-11.00	-12.00	1.00	0.065	0.935

Il apparaît que les proportions de CO₂ respirées sont très différentes entre les points A et B. Le premier point représente les secteurs de basse altitude sur sols podzoliques alors que B se réfère aux brunizems situés sur des versants bien aérés (zones ventées) reposant sur un substratum calcaire. Le point A se rapproche du bassin du Rio Negro, le point B du Rio Solimões. Clairement, les proportions d'air atmosphérique dans le mélange sont plus élevées (> 90%) sur les deux bassins provenant des Andes (Madeira et Solimões) qui influencent étroitement le résultat obtenu sur l'Amazone à Obidos.

6.4.2- Couplage $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$

La valeur de $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*)$ corrigée, par déduction de la contribution des carbonates, a pu être établie pour l'ensemble des excursions de chaque affluent (tableau A12, voir annexes).

$$\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*) = [\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}) - 3 \times \text{FR}] / [1 - \text{FR}] \quad (3.50)$$

L'écart à la moyenne $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}, k)$, traceur de la respiration des sols pour la $k^{\text{ème}}$ excursion, est calculé de telle façon que la somme des $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ soit égal à 0.

$$\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}, k) = \delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*, k) - \delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*, \text{moyenne}) \quad (3.51)$$

On émet l'hypothèse que l'écart à la moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ sur la totalité des excursions, noté $\Delta\delta^{18}\text{O}$, est égal à la moitié de $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$, conformément aux rapports proposés par Moreira et Sternberg (1997). On en déduit le signal isotopique $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie, excursion par excursion :

$$\delta^{18}\text{O}(\text{pluie}, k) = 2 \times \delta^{18}\text{O}(\text{mesure}, k) - \delta^{18}\text{O}(\text{moyenne}) - 0,5 \times \Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}, k) \quad (3.52)$$

Tableau 3.16- Régression linéaire entre, d'une part, les indices isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*)$ et d'autre part, le débit total Q_t avec $\delta^{18}\text{O} = 1000 \times \alpha + \beta$ et $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*) = 1000 \times \alpha + \beta$

Rios	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			$\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*)$ (‰)		
	α	β	R^2	α	β	R^2
Amazone	-2.62	-2.4	0.53	-4.1	-19.41	0.67
Σ Rios	-2.93	-2.6	0.69	-6.0	-22.83	0.61
Negro	-1.63	-2.1	0.83	-1.5	-22.91	0.38
Iça	-2.46	-1.7	0.11	-3.7	-18.91	0.04
Jutai	-2.03	-1.9	0.59	-5.3	-16.43	0.74
Japurá	-2.34	-1.3	0.40	-2.2	-19.49	0.10
Purus	-1.90	-3.2	0.47	-6.4	-17.08	0.80
Madeira	-1.30	-4.9	0.16	-6.6	-17.94	0.65
Juruá	-1.67	-4.1	0.11	-10.9	-19.74	0.52
Solimões	-2.43	-3.4	0.53	-2.0	-21.56	0.28
Moyenne	-2.13	-2.8	0.44	-4.87	-19.63	0.48

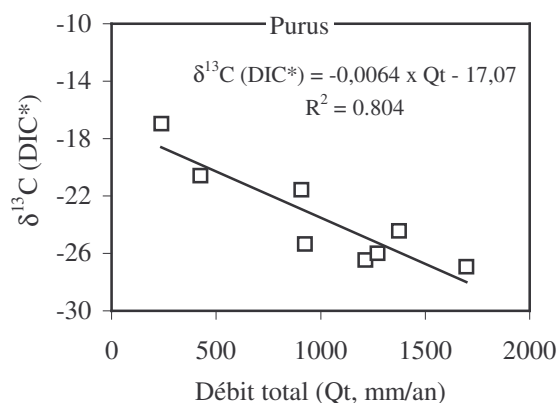


Figure 3.16- Corrélation inverse entre Q_t et $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*)$ sur le Rio Purus.

La mise en corrélation de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\Delta\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*)$ par rapport au débit met en évidence une évolution symétrique de ces deux paramètres (tableau 3.16). En moyenne, une augmentation de débit équivalente à 1000 mm/an s'accompagne d'un allègement de 2,13 ‰ sur $\delta^{18}\text{O}$ et de 4,87 ‰ sur $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*)$ indiquant que les effets de l'évaporation et de la respiration sont moins perceptibles en régime climatique humide. La figure 3.16 illustre la relation obtenue entre $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*)$ et Q_t sur le Rio Purus.

6.4.3- La respiration dans R_s , R_i et R_b

La respiration des réservoirs R_s , R_i et R_b est établie (tableau 3.17) en déterminant le $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}, \text{corrigé})$ de chaque compartiment, pour s'affranchir de l'influence des carbonates. On note un allègement systématique du DIC dans R_i et au contraire un alourdissement dans R_b . De manière générale, les valeurs obtenues pour R_s sont intermédiaires.

Les résultats présentés au tableau 3.17 confirment et renforcent les tendances relevées sur $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$, avant correction. A l'évidence, l'alourdissement du DIC dans R_b traduit un fractionnement cinétique par respiration qui se manifeste d'autant plus distinctement que les flux évaporatoires sont actifs. Il est donc logique que R_b , soumis à la demande évaporatoire la plus forte, fasse les frais de ce processus.

Les différences relevées entre R_s et R_i incriminent vraisemblablement des sources de carbone différentes. Il est vraisemblable que l'allègement de $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*)$ relevé dans R_i soit la conséquence de

la minéralisation de carbone organique dissous, dont la composition isotopique est allégée par rapport à POCC. Au cours de l'infiltration verticale dans les sols, le carbone organique dissous est en partie minéralisé ce qui se répercute sur le signal isotopique du carbone. Le réservoir intermédiaire n'étant pas en prise directe avec les litières, le carbone organique dissous est donc le principal substrat organique à partir duquel est formé le CO₂, à la différence de Rs dont la composition en gaz carbonique est conditionnée par la minéralisation des litières (POCC).

Tableau 3.17- Composition isotopique $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}^*)$, corrigée par déduction de la contribution des carbonates, dans les réservoirs Rs, Ri et Rb.

	Negro	Iça	Jutai	Japurá	Purus	Madeira	Juruá	Solimões	Amazone	Σ Rios
Rs	-22.19	-23.33	-23.22	-14.57	-27.11	-30.95	-28.79	-26.75	-25.08	-26.53
Ri	-24.82	-31.68	-31.15	-36.43	-30.23	-28.85	-30.35	-27.19	-27.06	-28.38
Rb	-27.97	-13.02	-12.26	-17.78	-11.19	-7.13	-19.11	-13.68	-16.90	-13.47
R ²	0.14	0.61	0.23	0.87	0.87	0.66	0.63	0.52	0.58	0.57

6.5- Métabolisme des sols en A et B

Je conclurai ce chapitre en établissant un bilan comparatif (tableau 3.18) de la dynamique du carbone sur podzol (modèle A), sur sol calcaire (modèle B) et sur sols brun rouge tropicaux (modèle AB).

6.5.1- Méthodes

Le budget de la matière organique des sols est contrôlé par la vitesse de minéralisation secondaire. Ce mécanisme produit du gaz carbonique dont la teneur, donnée en $\mu\text{mol/L}$ est notée CO₂ prod. Une fraction de ce CO₂ prod est consommée par altération chimique (CO₂ cons), l'autre fraction étant respirée (CO₂ resp).

$$\text{CO}_2 \text{ prod} = \text{CO}_2 \text{ cons} + \text{CO}_2 \text{ resp} \quad (3.53)$$

Par ailleurs, la vitesse de minéralisation secondaire peut être estimée à partir des produits azotés, témoins de ce processus, que sont les nitrates et l'ammonium. En supposant que le rythme de minéralisation secondaire est comparable pour C et pour N (Duchaufour, 1995), on déduit la quantité de CO₂ produit à partir des flux d'azote inorganique.

6.5.2- La respiration des sols

Tableau 3.18- Paramètres caractéristiques de la dynamique du carbone sur podzol (modèle A), sur sol calcaire (modèle B) et sur brunizem (AB).

Paramètres	A	AB	B		A	AB	B
CO ₂ carb / CO ₂ tot	0	0.25	0.5	pH eau	4.70	6.35	8.00
$\delta^{13}\text{C}$ (POCC), ‰	-33	-30	-27	$\delta^{13}\text{C}$ (DIC), ‰	-25.5	-18.25	-11
$\Delta\delta^{13}\text{C}$ (DIC) resp., ‰	7.5	4.67	1.5	Mélange (CO ₂ g resp.)	0.333	0.221	0.065
log fO ₂ **	-28.20	-29.48	-30.82	Eh (mV)	534	418	300
log fCO ₂ **	-2.45	-2.06	-2.95	pCO ₂ (ppmV)	3586	8716	1111
[NO ₃ ⁻] $\mu\text{mol.l}^{-1}$	2.5	8.65	14.8	[NH ₄ ⁺] $\mu\text{mol.l}^{-1}$	0.8	0.5	0.2
F [NO ₃ ⁻ + NH ₄ ⁺], kg.ha ⁻¹ .an ⁻¹	0.55	1.54	2.52	Flux de TDN (kg.ha ⁻¹)	4.26	4.17	4.08
[CO ₂ cons], $\mu\text{mol/L}$	35	180	650	[CO ₂ prod], $\mu\text{mol/L}$	150	415	680
[CO ₂ resp], $\mu\text{mol/L}$	115	235	30	[CO ₂ resp] / [CO ₂ prod]	0.77	0.57	0.04
Flux [CO ₂ prod], kg C.ha ⁻¹ .an ⁻¹	22	60	98	Flux [DOC], kg C.ha ⁻¹	102	72	42
Flux [Carbone tot], kg C.ha ⁻¹	124	132	140				

Le premier élément qui ressort (tableau 3.18) est la différence de flux respiratoire à l'interface sol-atmosphère. Sur sol podzolique, l'écart de composition isotopique entre DIC observé et DIC* calculé,

noté $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (DIC) et égal à 7,5 ‰, s'interprète comme le résultat d'une respiration de la matière organique des sols qui aboutit à un fractionnement cinétique du DIC. Sur sol calcaire (point B), l'écart est faible (estimé à 1,5 ‰), témoignant d'une respiration plus modeste.

Ces variations semblent liées à des pressions partielles en oxygène ($\log f\text{O}_2^{**}$) qui diminuent à mesure que la proportion de calcaire (appréciée par FR) augmente, témoignant d'une meilleure aération sur sol podzolique. La signature isotopique de la respiration apparaît bien corrélée (figure 3.17) au taux de respiration donné par le ratio $\text{CO}_2 \text{ resp} / \text{CO}_2 \text{ prod}$, ce qui montre la cohérence du modèle.

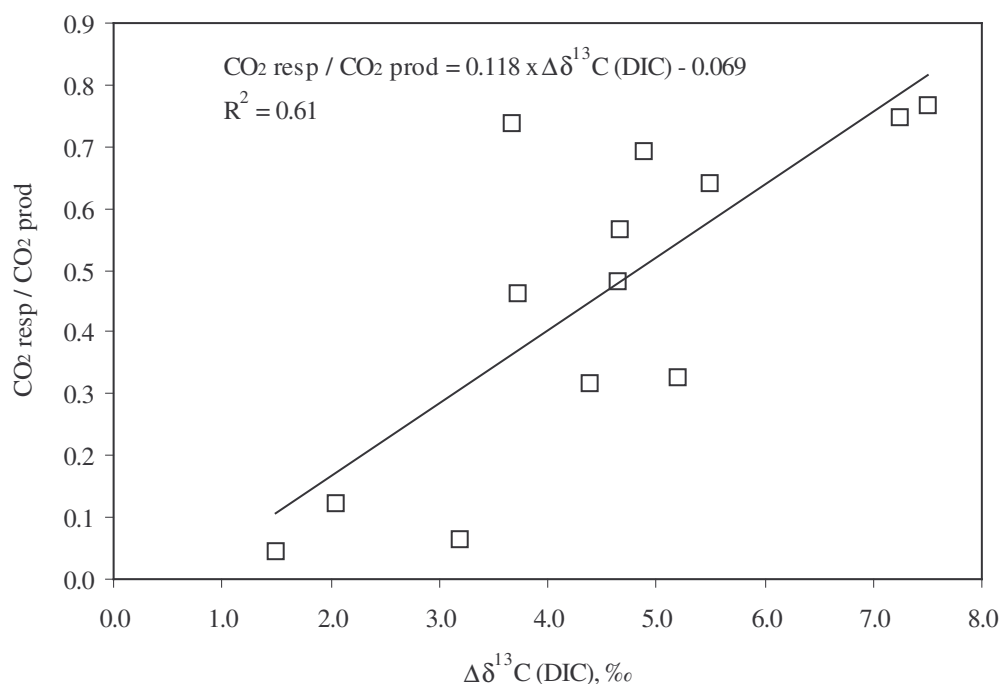


Figure 3.17- Corrélation entre le taux de respiration des sols ($\text{CO}_2 \text{ resp} / \text{CO}_2 \text{ prod}$) et l'écart de composition isotopique $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (DIC).

6.5.3- La minéralisation secondaire

Les variations de flux respiratoire occultent d'importantes disparités en terme de minéralisation. La quantité d'azote minéral libérée ($\text{NO}_3^- + \text{NH}_4^+$) est considérée comme un indicateur de la vitesse de minéralisation secondaire dans les sols. La minéralisation secondaire apparaît 5 fois plus rapide sur sol calcaire (B : $2,52 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$) que sur sol acide (A : $0,55 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$) bien que les flux totaux d'azote dissous ($\text{TDN} = \text{DON} + \text{NO}_3^- + \text{NH}_4^+$) soient sensiblement identiques ($4,3$ à $4,8 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$). On peut raisonnablement en conclure que la minéralisation de la matière organique est incomplète à pH très acide. Faute de substrat minéral protecteur dans les sols acides, l'entraînement de molécules organiques dissoutes est grandement favorisé. Au final, le bilan d'entrée (restitutions) et de sortie d'azote est sensiblement le même pour A et B.

Le flux de CO_2 produit est 5 fois plus faible à pH acide ($22 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ en A) qu'à pH alcalin ($98 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$). La différence résulte d'une exportation plus forte de composés hydrosolubles dans le premier cas. Au final, pour des conditions climatiques analogues, le recyclage total de carbone ($\text{DOC} + \text{CO}_2 \text{ prod}$) est pour ainsi dire identique (environ $130 \text{ kg C} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$), seul change la forme sous laquelle celui-ci est exporté. Par contre, ce critère est étroitement dépendant du climat, les bassins les plus secs présentant les taux de recyclage les plus bas (e.g $61 \text{ kg C} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ pour le Madeira).

6.5.4- Les produits de la minéralisation

L'oxydation de la matière organique produit à la fois des substances organiques hydrosolubles (DOC) et du gaz carbonique, dont le flux cumulé correspond au taux de recyclage du carbone dans les sols.

Une fraction du CO_2 produit est consommée par altération chimique des minéraux primaires. La part de CO_2 consommée, notée $[\text{CO}_2 \text{ cons}] / [\text{CO}_2 \text{ prod}]$ est maximale sur terrain calcaire (96%) et minimale sur terrain acide (23%). Le rendement de consommation du CO_2 est d'autant plus grand que le substrat géologique est altérable (FR proche de 0,50).

La fraction de CO_2 respirée (donnée en μmol par L d'eau drainée) correspond à l'excédent de CO_2 produit par minéralisation secondaire, non consommé par altération géochimique. Celle-ci est environ trois fois plus forte sur terrain acide ($\text{CO}_2 \text{ resp} = 115 \mu\text{mol/L}$ en A) que sur terrain calcaire ($\text{CO}_2 \text{ resp} = 30 \mu\text{mol/L}$ en B), conformément aux pressions partielles de CO_2 (3586 ppmV en A contre 1111 ppmV en B). L'écart de concentration entre le sol et l'atmosphère crée donc naturellement un efflux de CO_2 proportionnel au gradient, ce qui se répercute sur le signal isotopique du DIC (figure 3.17). La figure 3.18 récapitule l'ensemble des processus et mécanismes intervenant dans le cycle biogéochimique du carbone et de l'azote dans le système sol-plante, faisant état de transformations distinctes selon la proximité du cours d'eau et des nappes phréatiques.

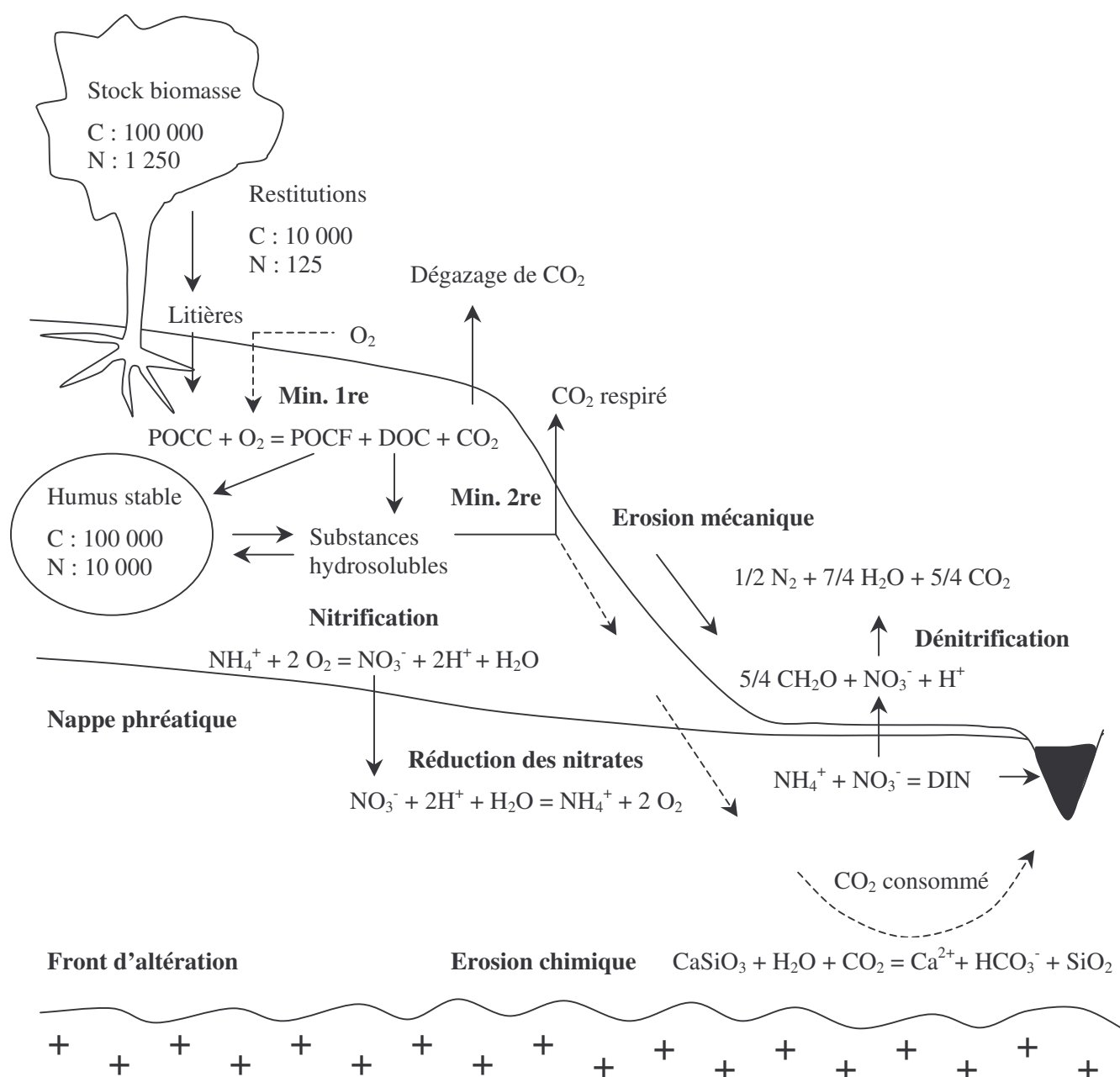


Figure 3.18- Cycle géochimique du carbone et de l'azote dans les sols.

6.5.5- Critiques

La méthode développée dans ce chapitre, fondée essentiellement sur un critère de fractionnement isotopique du carbone dans DIC et POCC, fait émerger quelques paradoxes :

- (1)- le taux de minéralisation secondaire de la matière organique est très faible, impliquant un turn-over extrêmement lent (environ 1000 ans) alors que les conditions climatiques sont optimales ;
- (2)- la cinétique de minéralisation est jugée d'autant plus rapide que le sol est calcaire (modèle B), ce qui est contraire à l'idée que le calcaire ralentit la minéralisation par insolubilisation des acides fulviques, encroûtement des agrégats et mélanisation calcique.
- (3)- la vitesse de minéralisation secondaire est d'autant plus rapide que la pression partielle en oxygène est faible, alors que l'oxygène est le principal catalyseur de la minéralisation.

Ces résultats conservent tout leur sens dans la mesure où on garde bien à l'esprit l'existence de plusieurs fractions organiques, diversement stables :

- (1)- La fraction fugitive, dont le recyclage est rapide (< 30 ans) n'est pas incorporée au sol et n'est pas humifiée ; l'oxydation de cette fraction est confondue avec la minéralisation des litières.
- (2)- La fraction stable correspondant aux substances humiques est par contre localisée plus en profondeur, ce qui la soustrait aux effets directs de l'O₂ atmosphérique.

La présence de calcaire actif et d'argiles contribue à la formation abondante d'humus stable, dont le recyclage est lent, comme l'atteste la datation isotopique au carbone 14 (200 à 1300 ans, d'après Trumbore, 2000). Aussi, le CO₂ produit qui a été défini concerne seulement la minéralisation de l'humus stable. La fraction labile, minéralisée à l'interface sol-atmosphère, libère du CO₂ qui ne reste pas dans le sol, pour des raisons évidentes de gradient. Seul le CO₂ produit en profondeur, à l'abri de l'air, contribue à enrichir l'atmosphère des sols et contribue par la suite à l'altération chimique.

C'est donc cette fraction qui est soumise à un fractionnement isotopique du carbone (¹³C / ¹²C) et qui porte la signature de la respiration des sols.

En retenant ce point de vue, il est logique que les flux de CO₂ produits soient aussi faibles, et qu'ils soient d'autant plus faibles que les conditions de formation d'humus stable sont défavorables (pression partielle d'O₂ forte et absence d'agents d'insolubilisation).

Aussi, lorsque le stock d'humus stable est élevé, sur sol calcaire, le flux de CO₂ produit est maximal alors que le flux de CO₂ respiré est minimal.

A l'inverse, lorsque le stock d'humus stable est faible, sur sol acide, le flux de CO₂ produit est minimal alors que le flux de CO₂ respiré est maximal.

6.6- Perspectives

La compréhension du cycle biogéochimique du carbone dans les sols est essentielle pour comprendre et prévoir le rôle tampon de ce réservoir en réaction aux variations de teneurs en CO₂ dans l'atmosphère. La nature de la roche-mère oriente le métabolisme des sols, c'est-à-dire l'enchaînement de processus biogéodynamiques contribuant à l'auto-régulation chimique du système.

6.6.1- Le métabolisme des sols

L'étude qui a été menée démontre que les sols calcaires sont des puits de carbone, véritables lieux de recyclage du CO₂ atmosphérique. Cependant, la consommation de CO₂, par altération chimique des carbonates, n'est que transitoire. Dans les océans, par précipitation du calcaire, le CO₂ est réémis vers l'atmosphère.



Sur les surfaces continentales, seule la consommation de CO₂ par altération chimique des silicates a un effet durable sur le budget global du carbone, par l'enfouissement du carbone sous forme de calcaire :



Or, les sols qui se développent sur les roches cristallines ne permettent qu'un recyclage très lent du CO₂. Celui-ci est exporté dans les eaux de drainage sous forme de molécules hydrosolubles, ou évaporé par gradient de pression, faute de substrat minéral altérable.

Les puits de CO₂ les plus efficaces sont fournis par les roches détritiques mises à l'affleurement, par décarbonatation des marnes ou par colluvionnement de matériaux incomplètement altérés. Les minéraux primaires exposés sont très altérables, sous l'action physique de l'érosion mécanique. L'inversion de profil qui en résulte, principalement en zone de montagne, est mise en évidence dans le ruissellement de surface Rs, qui contribue alors très fortement au bilan d'altération.

6.6.2- La diagénèse des cours d'eau

Le bilan de consommation du carbone, déterminé dans les sols, est finalement peu modifiée par diagénèse dans les cours d'eau. Les bilans de masse comparatifs ne font pas apparaître de dégazage important dans les plaines d'inondation. Cette affirmation s'oppose aux conclusions de Richey *et al.* (2002) s'appuyant sur l'interprétation, à mon sens abusive, d'un profil en long de concentration de CO₂, dont la tendance est effectivement décroissante mais ne prenant pas en compte les contributions successives des tributaires, moins concentrées que le cours principal.

L'analyse isotopique révèle un allègement du $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ qui témoigne d'une minéralisation de carbone organique dans la rivière, incriminant plus particulièrement la fraction particulaire grossière POCC.

En effet, le carbone organique subit d'importantes modifications dans le cours d'eau qui se répercutent sur le bilan d'exportation du carbone. L'étude a permis d'identifier trois pools de carbone diversement labiles selon les interactions existantes avec les sédiments (dépendant de leur dimension), qui ont un effet protecteur, selon l'état d'oxydation du carbone et selon le rapport C/N des molécules.

6.6.3- Le contrôle climatique

Le climat détermine les contributions de Rs, Ri, Rb au débit total. Il imprime donc le rythme d'érosion et intervient directement sur le budget de consommation du CO₂ atmosphérique. Par ailleurs, le métabolisme du carbone dans les sols apparaît étroitement lié à la demande évaporatoire du climat qui contrôle les flux de respiration des sols. La prévision du cycle biogéochimique du carbone en fonction du climat, présentée au chapitre 5, s'appuie sur les résultats fournis par les modèles de mélange.

CHAPITRE 4- LA GARONNE. VEILLE ENVIRONNEMENTALE D'UN BASSIN ANTHROPIsé.

L'aménagement du territoire est un enjeu qui cristallise de nombreux efforts de recherche, principalement dans les régions où la pression anthropique est forte. La mise en évidence et la quantification des perturbations de l'environnement par les activités humaines s'appuie sur des études d'impact souvent très descriptives. La mise en œuvre d'une stratégie d'étude des bassins versants revêt alors une importance primordiale en vue de rationaliser les interprétations tirées des observations.

L'accroissement de la pression agricole, la prise de conscience de ses effets sur l'environnement et les présomptions qui planent sur les changements climatiques ont fait émerger de nombreux programmes scientifiques pluridisciplinaires pour améliorer la gestion des ressources en eau et l'intégrité des sols. Pour faire face aux menaces écologiques pressenties, une réglementation de l'environnement a été mise en place pour encourager les agriculteurs et les industriels à réduire l'impact de leurs activités sur le milieu naturel.

Des enjeux économiques découlent des directives environnementales qui, d'un côté, taxent les activités polluantes et de l'autre côté, proposent des subventions pour encourager les démarches plus respectueuses de l'environnement. Toutefois, l'application de ces mesures ne coïncide pas nécessairement avec l'amélioration des indicateurs environnementaux soumis à l'influence conjointe des activités humaines et du climat, variable par nature. En l'absence de méthodologie adaptée, la distinction entre facteur anthropique et facteur climatique n'est pas réalisable. La dégradation ou au contraire l'amélioration des indicateurs environnementaux critiques est généralement associée aux fluctuations naturelles du climat qui brouillent la lecture de l'effet supposé bénéfique des directives prescrites.

La gestion raisonnée des questions environnementales suppose le développement d'outils de diagnostic aptes à évaluer la pertinence des orientations prises et leur véritable impact sur la préservation des ressources naturelles. L'acquisition d'une véritable capacité d'expertise revêt un caractère essentiel pour valider objectivement l'intérêt des efforts économiques consentis : les perspectives scientifiques sont prometteuses.

Le cas du bassin versant de la Garonne et d'un de ses petits affluents à vocation agricole, le Girou, illustrent l'intérêt des modèles de mélange pour mesurer l'impact des activités humaines sur l'Environnement. En effet, la Garonne et le Girou offrent deux exemples bien documentés pour lesquels la transposition de la méthodologie de découpage hydrologique est réalisable. L'analyse détaillée de ces bassins versants débouche sur des recommandations méthodologiques. L'application de ces prescriptions combinée à la méthode de lecture des résultats préfigure la transférabilité de la démarche pour l'étude de la plupart des bassins versants, à toute échelle de temps (quelques minutes à plusieurs années) et d'espace (quelques ha à plusieurs millions de km²).

1- Contexte général

1.1- Cadre géographique

Le bassin de la Garonne est situé dans le sud de la France. Le fleuve prend sa source au cœur des Pyrénées Espagnoles, dans le massif de la Maladeta. Les eaux s'infiltrent dans les fissures du trou du Toro (altitude > 3000 m) dont la résurgence alimente la source de la Garona de Jouéou. Les torrents dévalent des pentes abruptes à la vitesse de 4-5 m/s en montagne et souvent à plus de 2,5 m/s en plaine. Quoique très prononcée, la déclivité du bassin supérieur de la Garonne régresse rapidement : à la frontière Franco-Espagnole, l'altitude n'est plus que de 565 m et la pente se stabilise aux alentours

de 7 m/km. Peu après, la Garonne opère une jonction avec la rivière Neste qui draine la vallée de l'Aure. Les déjections du cône de Lannemezan bloquent le passage de la rivière qui chemine par l'avant-pays molassique, parallèlement à la chaîne Pyrénéenne. La pente se réduit rapidement, tombe à 2 m/km à Montréjeau puis réaugmente (3,5m/km) au niveau des premiers contreforts pyrénéens. A la confluence avec le Salat, qui draine le secteur de piémont des Comminges, la vallée s'échappe de la montagne et s'ouvre sur le domaine des terrasses alluviales qui longent la Garonne sur le reste de son cours. La pente fléchit à nouveau : à la confluence avec l'Arize, à Carbonne, la déclivité est encore supérieure à 2 m/km, puis diminue pour atteindre 1 m/km à Toulouse, 70 cm/km à la confluence avec le Tarn, 50 cm/km au Mas d'Agenais et enfin se stabilise à 0,2 m/km entre Marmande et Castets.

L'Ariège rejoint la Garonne supérieure au point de confluence de Portet, quelques kilomètres en amont de Toulouse. La configuration générale du bassin supérieur de la Garonne, marqué par la confluence Garonne-Ariège, présente une géométrie triangulaire dont la base correspond à un front montagneux qui s'étend sur plus de 150 km. En conséquence, le bassin de la Garonne amont et ses affluents collectent l'ensemble des pluies condensées sur les hauteurs pyrénéennes ; la concomitance de forts cumuls pluviométriques sur ce front montagneux est un facteur accentuant la violence des crues à la confluence de Toulouse.

1.2- Hydroclimatologie

La hauteur de pluie est évaluée à 800 mm/an sur l'ensemble du bassin de la Garonne, en amont de la confluence avec la Dordogne; la pluviosité passe progressivement de 600 mm/an dans les basses plaines, à 1500 mm/an sur les hauteurs pyrénéennes. Le bassin de l'Ariège, marqué par une influence climatique méditerranéenne, est soumis à des pluies irrégulières pouvant parfois occasionner des cumuls importants. En revanche, le bassin supérieur de la Garonne est marqué par une influence océanique dominante ce qui génère des pluies fréquentes et relativement abondantes. L'équilibre entre les influences méditerranéenne et océanique fluctue d'une année sur l'autre et induit une forte variabilité climatique inter-annuelle sur la partie amont du bassin de la Garonne. L'hétérogénéité climatique est non seulement sous l'influence d'un gradient amont-aval de nature topographique mais aussi d'un gradient est-ouest lié à l'influence combinée de la Méditerranée et de l'océan Atlantique dont la zone d'influence est mouvante au gré des saisons et de cycles pluri-annuels. A l'amont, le régime de la Garonne est marqué par la fonte des neiges dont l'influence s'atténue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du château d'eau Pyrénéen.

La détermination des débits spécifiques en plusieurs points du bassin illustre l'hétérogénéité hydroclimatique du bassin. Très élevés sur la partie amont où les pluies abondantes sont associées à une évaporation relativement modeste en raison du gradient thermique (environ 800 mm/an à Valentine), le module spécifique régresse en même temps que la proportion de basses terres (soumises à un climat plus sec) progresse. Le bassin de l'Ariège est légèrement moins arrosé que le bassin supérieur de la Garonne, en raison d'une influence méditerranéenne plus grande. A Pinsaguel, l'écoulement annuel atteint 600 mm/an, ce qui permet d'estimer le drainage des plaines alluviales à 391 mm/an. Le bassin du Girou, situé à l'est de l'agglomération Toulousaine, se trouve à la limite d'influence Méditerranéenne et océanique. Le module spécifique du Girou n'est que de 122 mm/an en moyenne en raison d'un détournement de la ressource en eau pour l'irrigation des cultures.

Les caractéristiques hydrologiques du bassin peuvent également être appréciées par la proportion d'eau qui s'écoule, appelée coefficient d'écoulement et noté $Ke = D/P$. Ce paramètre est plus élevé à l'amont en raison de l'altitude qui réduit les flux évaporatoires sous l'action du gradient thermique. De l'amont vers l'aval, on observe un fléchissement du coefficient d'écoulement : Ke atteint 55% à Toulouse alors qu'au Mas-d'Agenais, seules 45% des pluies s'écoulent. Une étude détaillée du régime des cours d'eau du sud-ouest de la France est exposée dans une série d'articles de Pardé (1930, 1935, 1954, 1963). La variabilité interannuelle des conditions hydroclimatiques sur le bassin d'Aquitaine a été examinée en détail par Probst (1983), Probst et Tardy (1985).

1.3- Géologie

Considérant l'ensemble du bassin de la Garonne à la station de La Réole (superficie = 53 100 km²), trois structures géologiques majeures peuvent être distinguées :

- le SO du Massif Central est essentiellement constitué de roches métamorphiques et plutoniques issues du substratum hercynien ;
 - la chaîne Pyrénéenne composée de roches métamorphiques et plutoniques, recouverte au nord par des massifs calcaires datés de l'ère secondaire ;
 - le bassin sédimentaire d'Aquitaine qui présente des affleurements molassiques carbonatés datés du Miocène en rive droite de la Garonne et de molasses non-carbonatées de l'Oligocène en rive gauche.
- La roche-mère du bassin de la Garonne est composée à 30% de roches métamorphiques et plutoniques, 23% de roches carbonatées, 16% de molasses non-carbonatées, 15% de molasses carbonatées, 13% de dépôts alluviaux et 3% de formations volcaniques (Amiotte Suchet et Probst, 1996).

1.4- Pédologie

Les sols du bassin de la Garonne et du Girou appartiennent soit à la catégorie des sols calcimagnésiens issus de formations géologiques tertiaires soit à la catégorie des sols brunifiés (décalcifiés) tels que les sols bruns lessivés et les sols hydromorphes lessivés. Les terrains tertiaires et les sols détritiques alluviaux doivent être distingués. Le système de terrasses alluviales étagées se développe essentiellement sur la rive gauche de la Garonne alors que la rive droite se caractérise par un paysage collinaire coiffé de sols calcifiés appelés terreforts.

□ Les sols tertiaires

L'ensemble du substratum est composé de marnes et molasses déposées entre l'Eocène supérieur et l'Helvétien sans qu'il y ait eu de bouleversements marquants affectant les conditions de sédimentation (Astre, 1959, Crouzel, 1972). Ce substratum a été soumis à une érosion mécanique intense, permise par un réseau hydrographique dense et qui a été accentuée en raison de l'érodibilité de la roche-mère. Ces réarrangements ont conduit à la formation de dépôts alluviaux successifs. Les terreforts se sont plus particulièrement développés sur les crêtes et les talus ; riches en éléments fins, les terreforts se caractérisent par une faible perméabilité et une vulnérabilité accrue à l'érosion mécanique du fait de la battance naturelle de ces terrains. Par conséquent, ces zones ne développent pas de nappe phréatique mais constituent en revanche des zones propices à l'apparition du ruissellement superficiel.

□ Les plaines alluviales

Les "boulbènes" sont les sols des terrasses alluviales ; ils appartiennent à la catégorie des sols drainants siliceux. Les sols se caractérisent par une forte perméabilité et ne permettent pas de retenir les eaux de pluie qui rejoignent rapidement le domaine saturé en eau. Le niveau des nappes peut atteindre des profondeurs importantes – souvent situées à plus de 4 m – sur les terrasses les plus basses; sur les terrasses supérieures, les nappes sont plus superficielles. Au cours d'épisodes pluvieux, la perméabilité des boulbènes peut être considérablement réduite du fait de la battance en surface ou du fait d'une saturation temporaire de la porosité des sols. La présence d'un horizon imperméable Bt, à faible profondeur, correspondant à une couche indurée (grip) constituée de roches détritiques agglomérées dans une matrice ferrugineuse, perturbe la circulation verticale des eaux du sol et réduit le volume de stockage disponible. Cette stratification verticale provoque la formation de nappes perchées temporaires favorables à l'apparition d'un ruissellement hypodermique (Castany, 1963; Chow, 1964; Roche, 1963, 1967). En revanche, en cas de sécheresse, les boulbènes ne bénéficient pas du flux d'eau ascendant (contrôlé par la capillarité) provenant des réserves en eau des nappes qui sont complètement épuisées sur les hautes terrasses. La valorisation agricole de ces sols nécessite de recourir à l'irrigation pendant l'été et au drainage pendant l'hiver.

2- Découpage des hydrogrammes annuels.

Les résultats du découpage hydrologique annuel présentés au chapitre 1 révèlent de nombreuses insuffisances : reconstitution très approximative des variations de concentrations, non-prise en compte de la stratification des nappes, confusion de l'écoulement de nappe et de la fonte des neiges dans Rb, organisation spatiale complexe (montagnes, Causses karstiques et plaines molassiques), évaluation très approximative des enchaînements chronologiques des hydrogrammes individuels, souvent incompatibles avec les règles hydrologiques élémentaires.

2.1- Identification des composantes souterraines par traçage chimique

Seuls les résultats tirés de l'analyse d'un bassin relativement homogène livrent des informations interprétables. C'est la raison pour laquelle, dans cette section, l'analyse décrit plus particulièrement les résultats obtenus pour le Girou. Les résultats obtenus pour la Garonne amont sont difficilement interprétables dans la mesure où les paramètres mesurés, peu nombreux, sont sous influence biologique (O_2 , pH) ou sous l'influence de la fonte des neiges (conductivité). Les résultats obtenus pour la Garonne aval sont influencés à la fois par la contribution des karsts (nappe superficielle à écoulement intermittent) et par la contribution des zones agricoles, largement accentuée en période hivernale. Les différences de composition entre secteurs géographiques rend infructueuse l'interprétation des résultats tirés d'un protocole d'étude à 3 réservoirs sur un cycle annuel complet. Néanmoins, il est possible de dégager de grandes tendances en s'appuyant sur les données chimiques et hydrologiques moyennes mensuelles tirées de la base de données de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne (**Figure A9, annexes**). Faute d'échantillonnage spécifique en période de crue, le ruissellement de surface Rs ne peut pas être caractérisé : le découpage d'hydrogrammes "statistiques" suppose donc d'identifier Ri et Rb auquel, selon les cas, s'ajoute la contribution de la fonte des neiges. Le découpage est réalisé en utilisant Na^+ et HCO_3^- comme traceurs chimiques.

2.1.1- L'écoulement de fonte des neiges Qf

Une distinction doit être faite entre les stations de l'amont (Valentine, Pinsaguel, Lacroix, Toulouse), la station de l'aval (Couthures) et l'exutoire du Girou (Cépet). Sur la partie amont, le débit total est significativement alimenté par la fonte des neiges. La lame d'eau drainée culmine à 151 mm/an (soit 10,9 m³/s) pour la station de Valentine, située au pied de la chaîne Pyrénéenne (tableau 4.1).

Tableau 4.1- Evaluation de l'écoulement mensuel alimenté par la fonte des neiges (débits exprimés en m³/s) pour différentes stations du bassin de la Garonne. Bouclage des flux.

	Valentine (V)	Pinsaguel (P)	(V) - (P)	Lacroix (L)	(P) + (L)	Toulouse (T)	Couthures (C)
J	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
M	4.6	18.5	13.9	0.8	19.2	0.0	0.0
A	17.2	34.0	16.8	18.1	52.1	54.7	79.7
M	45.6	62.7	17.1	40.3	102.9	137.7	112.6
J	47.5	64.7	17.2	35.9	100.6	114.3	125.1
J	13.9	20.5	6.5	13.3	33.7	21.1	39.6
A	2.2	13.3	11.0	5.4	18.6	0.8	0.8
S	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
N	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
D	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	10.9	17.8	6.9	9.5	27.3	27.4	29.8

La contribution de la fonte des neiges au débit de l'Ariège est moindre, n'excédant pas 75 mm/an (soit 9,5 m³/s) en raison d'une altitude plus modeste. La contribution moyenne annuelle du Salat est estimée à 6,9 m³/s. L'addition des trois livre un écoulement de fonte moyen équivalent à 27,3 m³/s à la station de Toulouse, soit 86 mm/an.

Le modèle de traçage chimique appliqué à la station de Toulouse livre une estimation proche : 87 mm/an, soit un peu plus de $27,4 \text{ m}^3/\text{s}$. A la station de Couthures, située à l'exutoire de la Garonne aval ($52\,000 \text{ km}^2$), l'écoulement de fonte des neiges est évalué à 18,1 mm/an soit $29,8 \text{ m}^3/\text{s}$, indiquant que l'essentiel de l'écoulement de fonte est apporté par les Pyrénées.

L'écoulement de fonte des neiges produit un signal chimique caractéristique qui permet une identification très précise des volumes mis en jeu. Après déduction de ce réservoir, les caractéristiques chimiques de Ri et Rb peuvent être déterminées, en limitant les confusions liées à l'interférence saisonnière de la fonte des neiges Qf.

2.1.2- Répartition par dissolution-évaporation

La contribution de Rb est forte pendant la période d'été et fléchit significativement pendant l'hiver, au profit de Ri. La dilution des teneurs en Na^+ dans l'écoulement intermédiaire Ri témoigne d'un cheminement rapide des eaux transitant via Ri et au contraire les fortes teneurs relevées dans Rb reflètent un cheminement plus lent. Cette logique se traduit par une distribution comparable de Cl et K, très concentrés dans Rb et beaucoup plus dilués dans Ri. Toutefois, la concentration des solutions par dissolution-évaporation n'apparaît pas comme le facteur prévalent sur la distribution des espèces chimiques Ca, Mg et S.

2.1.3- L'influence des karsts

Considérant les teneurs en Ca, l'écoulement intermédiaire Ri apparaît plus concentré que l'écoulement de nappe Rb pour la plupart des stations, à l'exception des observatoires de l'amont (Valentine et Pinsaguel). L'écart est maximum pour le bassin à vocation agricole du Girou. Cette inversion traduit vraisemblablement l'influence des réseaux karstiques souterrains sur le bassin de l'Ariège et sur le bassin de la Garonne aval, à l'exutoire duquel sont recueillies les eaux de drainage des Causses du Massif central.

2.1.4- Les signes d'une perturbation anthropique

Dans le cas du Girou, l'inversion de Ca témoigne plus probablement de l'influence des activités agricoles, et notamment celle de la fertilisation azotée, qui conduit à une accélération de la dissolution de calcite par acidification des sols. Ce mécanisme se manifeste plus particulièrement dans le réservoir Ri, au niveau duquel les teneurs en nitrates apparaissent particulièrement élevées ($460 \mu\text{mol/L}$). Sur le bassin supérieur de la Garonne, faiblement perturbé par les activités agricoles et comportant peu de karsts, la distribution de Ca est conforme au gradient attendu.

Considérant les teneurs en Mg et S, la distinction entre Ri et Rb apparaît peu évidente : la variabilité de teneur au cours du cycle hydrologique annuel est principalement liée à la contribution variable de l'écoulement de fonte des neiges.

Par ailleurs, la distribution des éléments bioactifs, principalement N et P, révèle l'existence de pollutions : les teneurs les plus fortes sont en effet obtenues pour les débits les plus petits, témoignant de la dilution opérée par le débit (voir teneurs en NO_3^- , NO_2^- , HPO_4^{2-} et NH_4^+), notamment pour le Girou et la Garonne à Toulouse. En examinant plus particulièrement la distribution des teneurs en nitrates, l'observatoire du Girou révèle une pollution d'origine agricole ($\text{NO}_3^- \text{ Ri} \gg \text{NO}_3^- \text{ Rb}$) tandis que la station de Toulouse exprime les symptômes d'une pollution urbaine ($\text{NO}_3^- \text{ Rb} \gg \text{NO}_3^- \text{ Ri}$).

2.1.5- Cohérence statistique

La représentativité statistique du modèle proposé se révèle globalement satisfaisante. Seul l'exemple du Girou présente une faible significativité statistique. On peut cependant regretter la caractérisation chimique approximative des écoulements Ri et Rb, notamment pour Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- et SO_4^{2-} . En fait, l'interprétation des variations de composition chimique des eaux repose essentiellement sur la contribution variable de l'écoulement de fonte des neiges ; le contrôle exercé par l'alternance Ri / Rb est relativement mal perçu. L'influence d'écoulements intermittents, alimentés par les karsts et/ou les nappes superficielles, doit être précisée.

2.1.6- Pistes d'amélioration

Les insuffisances relevées pour le modèle de découpage annuel par traçage physico-chimique préfigurent deux pistes d'amélioration.

Une première amélioration pourrait être envisagée en testant l'hypothèse sur laquelle repose le modèle à savoir le caractère constant des traceurs physico-chimiques Na et MES à l'intérieur des réservoirs. Ce test est conduit en réalisant un découpage par une méthode de traitement des seules données hydrologiques (filtrage) afin de confronter les résultats des deux approches. La seconde amélioration consisterait à tester la variabilité saisonnière de compositions des réservoirs en ajustant le modèle mois par mois.

2.2- Méthode hydrologique

2.2.1- Découpage de l'hydrogramme "statistique" annuel

Le découpage de l'hydrogramme annuel par méthode hydrologique fait apparaître deux phases distinctes. La première phase correspond à l'hiver hydrologique au cours duquel l'écoulement de base est considérablement accru : le débit de Rb culmine à 4 m³/s pour le Girou (soit l'équivalent de 242 mm/an), à 240 mm/a sur le bassin supérieur de la Garonne et à 216 mm/an sur le bassin de la Garonne aval. Pour la Garonne amont (figure 4.1), le débit de l'écoulement Rb se stabilise à un niveau élevé pendant toute la durée de la fonte des neiges qui assure une recharge active des aquifères profonds.

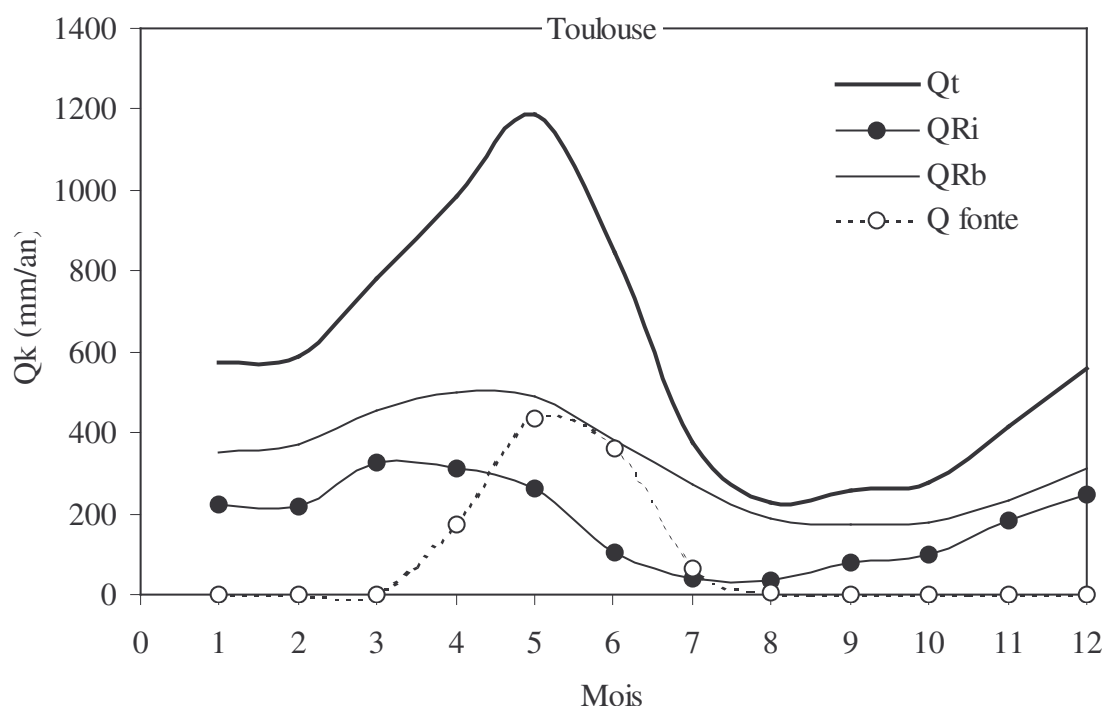


Fig. 4.1- Découpage de l'hydrogramme annuel de la Garonne amont (station de Toulouse : 10 000 km²) par méthode hydrologique. Variations de débit des réservoirs Ri et Rb et Rf (fonte des neiges).

L'hiver hydrologique se caractérise par un accroissement en débit de Rb mais plus encore par un accroissement contributif de l'écoulement intermédiaire Ri. La vidange de l'eau gravitaire du sol intervient pendant l'hiver hydrologique.

La seconde phase correspond à la période estivale au cours de laquelle l'écoulement intermédiaire Ri ne s'exprime pas, l'écoulement de base Rb constituant, pour ainsi dire, le seul réservoir contributif. Il est évident que cette alternance entre hiver hydrologique et sécheresse estivale, accompagnée de fluctuations contributives portant plus particulièrement sur les réservoirs Ri et Rb, se traduit par des variations saisonnières de composition chimique dans les eaux de drainage. Il serait prématuré, dans

ces conditions, d'attribuer a priori les variations de composition des eaux de rivière à des variations de composition internes aux réserves hydrologiques.

2.2.2- Tests de validation chimique

Le modèle hydrologique à trois réservoirs se révèle peu approprié en terme d'interprétation des variations de composition physico-chimique des eaux de rivière. La lecture simultanée des analyses à l'échelle annuelle est brouillée par l'existence de nappes stratifiées verticalement et d'un ruissellement de surface multi-composante. La prise en compte de trois réservoirs est donc insuffisante pour décoder sans équivoque le fonctionnement des bassins étudiés.

□ La stratification chimique des nappes

Sur le bassin du Girou, la qualité descriptive du modèle testé se révèle plutôt décevante. Il semblerait que l'écoulement Rb, défini d'un point de vue hydrologique, ne soit pas à même de transcrire la stratification chimique des nappes. La recharge du réservoir Rb occasionne une augmentation de débit sur les nappes superficielles Ns alors que la recharge des nappes profondes Np est peu importante. La figure 4.2 représente les teneurs en Na^+ en fonction du débit de l'écoulement Rb (Q_{Rb}). Il ressort que la teneur en Na^+ est d'autant plus forte que le débit de Rb est petit, ou autrement dit que la contribution de Np est forte par rapport à Ns. Cette observation illustre l'intérêt de subdiviser l'écoulement de base Rb en deux composantes chimiquement distinctes, à savoir Ns et Np.

On remarque par ailleurs que pour les débits les plus faibles ($Q_t < 0,1 \text{ m}^3/\text{s}$), la teneur en Na^+ s'écarte de la droite de mélange Ns/Np ce qui témoigne du caractère impactant des rejets urbains, faute de dilution par les eaux naturelles.

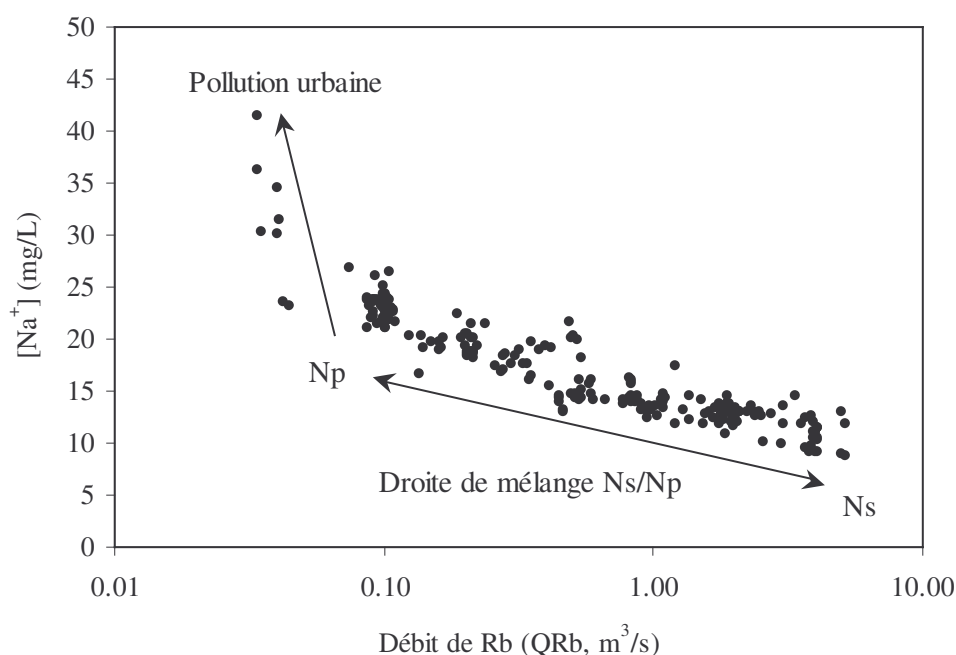


Fig.4.2- Relation entre la teneur en Na^+ et le débit spécifique de Rb sur le bassin du Girou. Mise en évidence d'un réservoir de nappe stratifié du point de vue de la composition chimique.

□ Subdivision du ruissellement de surface Rs

Sur l'ensemble des bassins étudiés, la charge solide est approchée raisonnablement ($R = 0,49$ pour la Garonne amont ; $R = 0,66$ pour la Garonne aval ; $R = 0,72$ pour le Girou). Toutefois, certaines mesures de MES dans les eaux de rivière apparaissent supérieures voire très supérieures à la teneur en

suspension affectée au pôle ruissellement superficiel. Les meilleurs ajustements sont obtenus à partir des régressions suivantes :

$$\text{Régression 1 : MES} = \alpha \times Q_t + \beta \quad (4.1)$$

$$\text{Régression 2 : MES} = \alpha \times Q_{Rs} + \beta \quad (4.2)$$

$$\text{Régression 3 : MES} = \alpha \times Q_{Rs}/Q_t + \beta \times Q_{Ri}/Q_t \quad (4.3)$$

$$\text{Régression 4 : MES} = Q_{Rs}/Q_t \times (\alpha + \beta \times Q_{Rs}) \quad (4.4)$$

Tableau 4.2- Résultats de 4 régressions établies pour la Garonne amont (n = 384), la Garonne aval (n = 187) et le Girou (n = 279) portant sur les relations entre la charge solide dans les eaux de rivière et différents paramètres hydrologiques mesurés (Q_t) ou calculés (Q_{Rs} , Q_{Rs}/Q_t , Q_{Ri}/Q_t).

Bassin	Garonne amont			Garonne aval			Girou		
	α	β	R^2	α	β	R^2	α	β	R^2
Régression 1	0,321	-84,7	0,65	0,288	-30,99	0,68	0,351	11,14	0,58
Régression 2	0,521	34,66	0,61	0,456	22,15	0,67	1,077	54,41	0,65
Régression 3	835	-92	0,24	418	51	0,44	805	124	0,49
Régression 4	466	0,678	0,76	178	0,514	0,77	545	1,43	0,74

Comme attendu, la régression 1 faisant intervenir l'écoulement total Q_t témoigne d'une corrélation positive avec la charge solide dans les eaux de rivière : la teneur en MES est d'autant plus élevée que le débit est fort. La pente livrée par le coefficient α varie entre 0,288 pour la Garonne aval et 0,351 pour le Girou. Les résultats obtenus par la régression 2 confirment ceux de la régression 1 et montrent que la charge solide dans Rs augmente en même temps que le débit de Rs. Le bassin du Girou apparaît le plus réactif ($\alpha = 1,077$) alors que les ajustements réalisés sur la Garonne amont et aval présentent une pente voisine de 0,5 (0,521 à l'amont contre 0,456 à l'aval). Les ajustements réalisés par application simple du modèle de mélange à deux pôles (Rs et Ri, régression 3) affichent des coefficients de corrélation inférieurs aux régressions précédentes (1 et 2).

Pour tester l'influence combinée de la contribution de Q_{Rs}/Q_t et de Q_{Rs} , préfigurant l'existence d'un ruissellement superficiel multi-composante, l'ajustement d'une quatrième régression est proposée : $MES = Q_{Rs}/Q_t \times (\alpha + \beta \times Q_{Rs})$.

Le coefficient α livre la charge solide de Rs pour un débit Q_{Rs} faible (crue de faible amplitude) tandis que le coefficient β représente l'accroissement de la charge solide de Rs associé à l'augmentation du débit spécifique Q_{Rs} . L'examen des coefficients de corrélation R^2 révèle une amélioration très significative par rapport au modèle de mélange simple à deux pôles (régression 3). Une distinction très nette apparaît entre Garonne amont et Garonne aval : en cas de crue de faible amplitude, les charges solides relevées à l'amont ($\alpha = 466$) sont nettement supérieures à celles observées à l'aval ($\alpha = 178$). Par contre, le gain (β) est quasiment identique à l'amont ($\beta = 0,678$) et à l'aval ($\beta = 0,514$) et dans tous les cas très inférieur à celui relevé sur le Girou ($\beta = 1,43$). Ces résultats suggèrent une influence montagnaise sur le bassin de la Garonne amont qui se manifeste par une charge solide forte pour des crues de faible amplitude (α accru) et une influence agricole sur le bassin du Girou qui se manifeste par une augmentation de β .

Ces observations soulignent la nécessité de subdiviser le réservoir Rs en deux sous-compartiments dotés de charges solides distinctes : une composante de versant $Rs(v)$, à charge solide forte et une composante de thalweg $Rs(r)$ à charge solide plus modeste, estimée par le coefficient α . A débit Q_{Rs} croissant, $Rs(v)$ se substitue à $Rs(r)$ ce qui aboutit à un accroissement de la charge solide dans le ruissellement Rs total.

2.2.3- Lois de vidange et de recharge

L'analyse du tableau 4.3a fait ressortir que les bassins versants sans attache Pyrénéenne présentent les coefficients de tarissement les plus forts : le Girou, la Lèze et dans une moindre mesure l'Hers-Vif constituent les bassins les plus réactifs. Les différences observées entre la Garonne supérieure (Valentine, 2300 km² ; St Béat, 600 km²) et la Garonne à Portet (9980 km²) démontrent l'influence exercée par les réserves d'eau Pyrénéennes sur l'alimentation des cours d'eau. La fonte des glaciers

pendant la période d'été assure un soutien d'étiage naturel (coefficient de tarissement faible) à l'amont (ex : $\alpha Rb = 0,0297 \text{ j}^{-1}$ à Valentine) tandis qu'à l'aval, l'indigence des débits des cours d'eau de plaine renforce la sévérité des étiages à Portet ($\alpha Rb = 0,0335 \text{ j}^{-1}$). Une étude détaillée des paramètres hydrologiques de quelques cours d'eau du Sud-Ouest de la France, proposée par Lambert (1975, 1996), complète avantageusement les résultats exposés dans les tableaux ci-dessous.

Tableau 4.3a- Coefficients de tarissement ($\alpha Rb \text{ j}^{-1}$) de plusieurs cours d'eau de la région toulousaine déterminés au cours de la période Mai-Juin 1999 (base de données DIREN Midi-Pyrénées).

Cours d'eau	Station	Superficie (km ²)	$\alpha Rb \text{ (j}^{-1}\text{)}$	R ²
Ariege	Auterive	3600	0,0338	0,952
Girou	Bourg-St-Bernard	430	0,055	0,978
Hers-Vif	Berat		0,0464	0,869
Girou	Cépet	522	0,0631	0,988
Leze	Calmont		0,0842	0,808
Noue	Moulin-Lafitte		0,0285	0,915
Garonne	Portet	9980	0,0335	0,969
Arize	Rieux		0,0344	0,861
Salat	Roquefort		0,0319	0,946
Garonne	St Béat		0,0297	0,960
Garonne	Valentine	2230	0,0297	0,944
Tarn	Villemur		0,048	0,941

Tableau 4.3b- Paramètres de vidange et de recharge (indices d'équilibre hydrologique) et dimension des deux réservoirs souterrains de la Garonne amont, de la Garonne aval et du Girou.

Bassin	Garonne amont		Garonne aval		Girou	
Paramètres de vidange	Ri	Rb	Ri	Rb	Ri	Rb
K1	0,71	0,96	0,69	0,95	0,71	0,94
α	-0,35	-0,036	-0,37	-0,05	-0,34	-0,061
$t_{1/2}$	2,02	19,27	1,87	13,79	2,04	11,55
Paramètres de recharge						
K2	0,26	0,0106	0,14	0,02	0,265	0,018
Qk/Qt (éq.)	0,90	0,27	0,45	0,40	0,91	0,3
V rech_1000	1,73	0,70	0,85	1,04	1,77	0,77
Dimensions des réservoirs						
Qk max	2712	344	732	320	1261	309
Vk	21	26	5	18	5	9

□ Transferts entre réservoirs: modélisation de la recharge

La modélisation de la recharge est une étape essentielle pour apprécier la réactivité des réservoirs et prévoir leur comportement en période de crue. Le coefficient de recharge est fourni par le coefficient K2. Les coefficients de recharge sont, comme attendu, très supérieurs sur le réservoir intermédiaire par rapport au réservoir de base Rb. L'indice Qk/Qt (éq.), correspondant à la contribution de Qk à l'écoulement total pour laquelle $Qk(t+1) = Qk(t)$ a également pu être établi en appliquant :

$$Qk/Qt \text{ (éq.)} = K2 / (1-K1) \quad (4.5)$$

Considérant le réservoir intermédiaire de la Garonne amont, le point d'équilibre est atteint pour $QRi/Qt = 0,9$ ce qui signifie qu'en dessous de cette valeur, le réservoir se recharge et qu'au-dessus, la vidange l'emporte. On constate que ce point d'équilibre est également très élevé sur le bassin du Girou (0,91 pour Ri) tandis que sur la Garonne aval, la valeur établie est plus faible (0,45). Cette observation pointe l'existence d'une vidange rapide de Ri au profit de Rb qui bénéficie d'une recharge rapide (point d'équilibre = 0,40) dans le cas de la Garonne aval alors que dans le cas de la Garonne amont et

du Girou, la recharge du domaine non saturé (Ri) prime sur la recharge des nappes (Rb). Ces différences incriminent vraisemblablement les nappes alluviales qui se rechargent rapidement dans le cas de la Garonne aval, (par échange entre la rivière et la nappe) alors que celles-ci sont peu présentes sur la Garonne amont et le Girou.

Le volume de recharge (exprimé en mm/j) correspondant au point d'équilibre est calculé pour chaque augmentation de débit total de 1000 mm/an (V rech_1000), est calculé de la manière suivante :

$$Vrech_{1000} \text{ (mm/j)} = 1/365,25 \times 1000 \times Q_k/Q_t \text{ (ég.)} \times \exp^{(-\alpha k)} \quad (4.6)$$

Les résultats obtenus confirment les équilibres différents entre les 3 bassins étudiés. Au point d'équilibre, sur le bassin de la Garonne amont et pour un débit total de 1000 mm/an, la recharge de Ri représente 1,73 mm/j contre 0,70 mm/j pour Rb. Si on considère maintenant le bassin de la Garonne aval, il apparaît qu'au point d'équilibre la recharge de Rb (1,04 mm.j⁻¹ pour Qt = 1000 mm/an) est supérieure à celle de Ri (0,85 mm.j⁻¹ pour Qt = 1000 mm.an⁻¹) ce qui implique une contribution accrue de Rb au débit de crue et une contribution limitée de Ri.

Ces caractéristiques ont pour effet d'écarter les hydrogrammes de crue sur la Garonne aval et d'accentuer l'amplitude des crues sur le Girou et plus encore sur la Garonne amont.

□ Dimension des réservoirs

Cette valeur déterminée pour les réservoirs Ri et Rb représente la lame d'eau qui peut être stockée puis libérée vers le cours d'eau. Le volume du réservoir intermédiaire Ri varie entre 5 mm pour la Garonne aval et le Girou et 21 mm pour la Garonne amont. *L'existence de secteurs montagneux augmente la taille du réservoir intermédiaire alimenté par les domaines temporairement saturés de bas de versant.* Concernant le réservoir de nappe Rb, les volumes de stockage apparaissent supérieurs à ceux évalués pour le réservoir intermédiaire Ri. La capacité de stockage varie entre 9 mm sur le Girou et 26 mm sur la Garonne amont, en passant par 18 mm sur l'ensemble du bassin de la Garonne (station aval).

Sur le bassin du Girou, dépourvu d'attaches Pyrénéennes et dont les plaines alluviales sont peu étendues, le volume des aquifères est très faible ce qui renforce la sévérité des étiages en cas de sécheresse persistante. Concernant le bassin supérieur de la Garonne, le château d'eau Pyrénéen, arrosé abondamment et couvert une partie de l'année d'un manteau neigeux, contribue à alimenter un réservoir souterrain de grande capacité, apte à soutenir un débit d'étiage plutôt élevé en période estivale. En s'éloignant du massif Pyrénéen, la Garonne chemine au travers des plaines alluviales où sont stockées des réserves d'eau souterraines importantes comme l'atteste le volume évalué pour la Garonne aval, soit 18 mm.

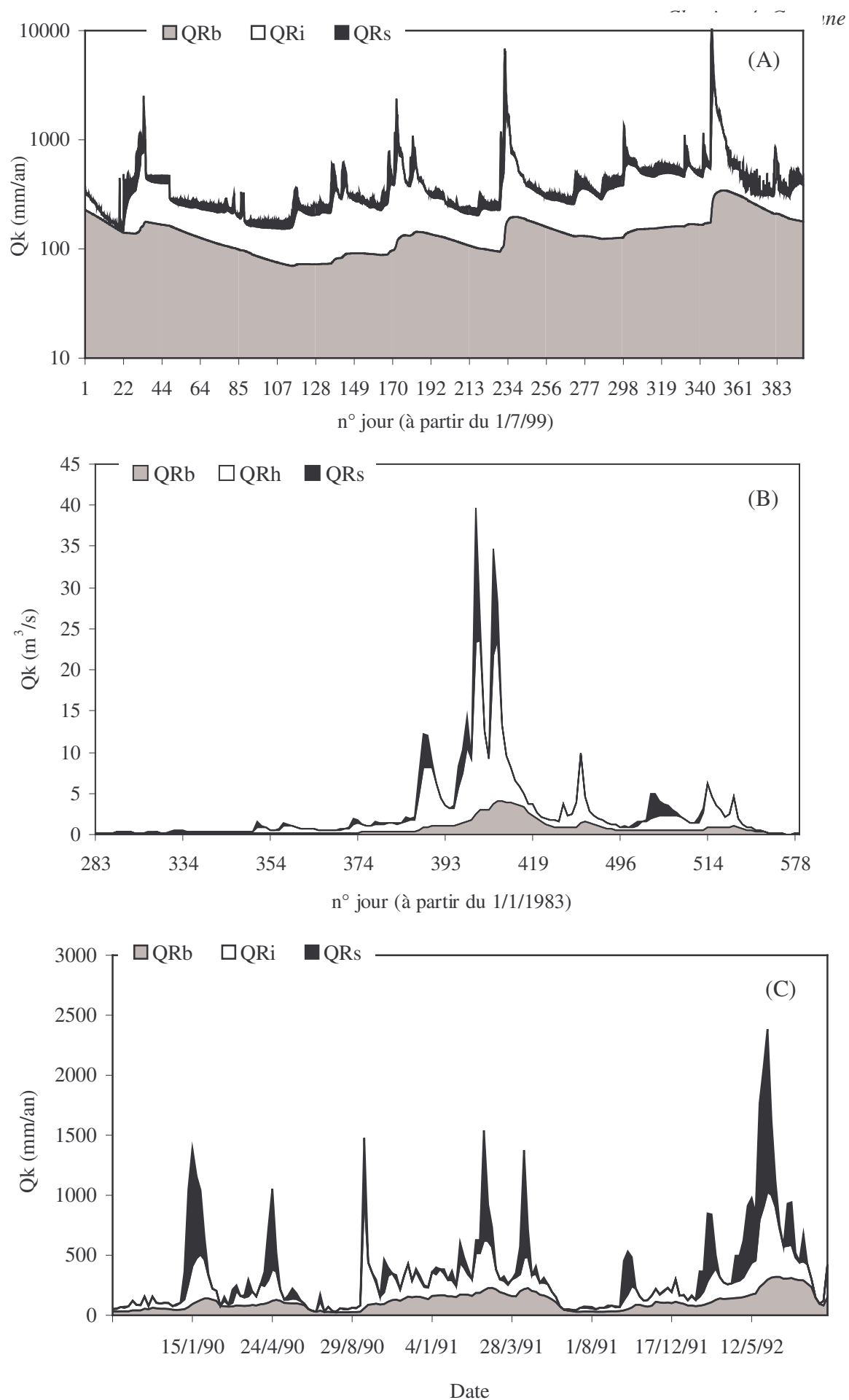


Figure 4.3- Décomposition des hydrogrammes annuels en 3 composantes sur le bassin versant de la Garonne amont (A), du Girou (B) et de la Garonne aval (C).

2.3- Variabilité saisonnière : contrôle climatique et perturbation d'origine anthropique.

L'analyse des fluctuations saisonnières de pH sur le bassin de la Garonne amont (station de Toulouse) illustre parfaitement la variabilité saisonnière de composition des écoulements souterrains. On note de manière inattendue des pH plus acides en période de basses eaux (7,7 à 7,9) et des pH plus alcalins en période hivernale (8 à 8,3). Il est en effet surprenant que l'écoulement Rb soit moins alcalin que l'écoulement intermédiaire Ri, compte-tenu des règles thermodynamiques d'évolution du pH de solutions à dominante calco-magnésienne par concentration (**Al-Droubi, 1976**). En réalité, cette inversion provient du fait que la différenciation entre Ri et Rb n'implique pas une stratification verticale mais plutôt une organisation spatiale complexe. En effet, en période d'étiage, le débit est essentiellement fourni par la fonte des neiges qui mobilise des réserves en eau d'altitude ; pendant la période hivernale, cette réserve n'est pas contributive alors que l'avant-pays molassique du piémont Pyrénéen le devient, par saturation des horizons pédologiques et recirculation des eaux dans les réseaux karstiques : en hiver, l'accroissement contributif de Ri coïncide avec l'accroissement contributif des secteurs de piémont et de karsts. Il en résulte que Ri apparaît plus alcalin que Rb, sur la moyenne annuelle. L'estimation mensuelle du pH dans chaque compartiment nous livre des informations intéressantes (tableau 4.5).



Le découpage mensuel s'appuie sur l'estimation des caractéristiques physico-chimiques de Rs, Ri et Rb pour un intervalle de 30 jours. Cette méthode fournit des résultats bruts souvent difficilement exploitables en cas d'échantillonnage dispersé, faute de points d'ajustement (à l'exception de la Garonne amont). Un lissage simple est proposé, consistant à ajuster sur 45 jours (mois étudié + encadrement d'une semaine) et à établir la moyenne pour le mois considéré, le mois précédent et le mois suivant.

2.3.1- La stratification des nappes

L'exemple du Girou illustre les variations des teneurs en espèces dissoutes au cours d'un cycle hydrologique annuel. Seuls les résultats obtenus sur Ri et Rb (tableau 4.4) ont été retenus, en raison du caractère incertain des estimations sur Rs, en l'absence de crues.

Le premier élément à souligner concerne l'évolution des teneurs en sodium dans Rb. On note très distinctement l'alternance entre la saison sèche, au cours de laquelle la teneur en Na est forte (Juillet à Décembre), et l'hiver hydrologique au cours duquel la teneur en Na est plus faible (Janvier à Juin). Ces variations sont l'expression d'une nappe stratifiée, dont la composante profonde Np est plus concentrée que la composante superficielle Ns.

Tableau 4.4- Evaluation de la composition chimique des réservoirs souterrains Ri et Rb au pas de temps mensuel sur le bassin du Girou (station de Cépet : 522 km²). Valeurs exprimées en mg/L

Mois	K ⁺		NO ₃ ⁻		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Na ⁺		
	Ri	Rb	Ri	Rb	Ri	Rb	Ri	Rb	Ri	Rb	
J	3,34	1,95	48	21	134	120	23,1	19,8	16,6	18,6	 Hiver hydrologique : Ri et Rb interconnectés
F	3,37	1,49	42	38	120	119	20,6	21,6	15,6	13,2	
M	2,91	1,45	29	36	107	116	25,7	21,3	13,2	13,4	
A	3,71	1,34	28	32	98	113	17,3	20,1	14,2	13,5	
M	3,34	1,36	58	29	115	116	17,2	19,4	14,5	14,1	
J	3,28	1,48	67	24	119	111	14,7	20,0	12,7	16,4	Transition
J	2,91	2,02	64	16	122	99	16,0	18,3	11,3	22,3	
A	3,22	2,21	55	16	116	100	16,3	17,8	13,1	22,3	 Eté hydrologique : Ri et Rb disjoints
S	3,54	2,41	45	15	110	101	16,5	17,3	14,9	22,4	
O	3,43	2,89	39	13	121	107	17,6	16,0	17,4	22,9	
N	3,31	3,38	33	10	132	112	18,6	14,8	19,8	23,4	
D	2,78	3,36	39	9	124	118	19,2	15,2	17,5	23,6	

Cette stratification explique la variabilité relevée sur les autres paramètres. L'exemple des nitrates est à ce titre très explicite. Lorsque la teneur en sodium augmente dans Rb, i.e que la part contributive de Np augmente, la teneur en nitrates diminue dans Rb. Cela sous-entend que la composante de nappe profonde Np est peu concentrée en nitrates alors que la composante superficielle en contient davantage. L'hypothèse d'une fuite d'azote par dénitrification ou par prélèvement biologique (plantes aquatiques, cultures) au sein de ce compartiment profond peut raisonnablement être émise.

De la même manière, on s'aperçoit que la teneur en Mg diminue fortement lorsque Na s'accroît. Cette observation est compatible avec l'hypothèse d'un blocage de Mg par néoformation de smectites en période de sécheresse. Cette idée est confirmée par l'analyse des fluctuations de teneurs en SiO_2 , d'autant plus élevées que la teneur en Na est forte. Un équilibre semble donc s'établir entre SiO_2 et Mg, contrôlé par la formation de smectites.

2.3.2- Les échanges entre réservoirs : lixiviation des nitrates

Considérant le bassin du Girou, l'examen des variations des teneurs en nitrates (figure 4.4) est riche d'enseignements. On observe une forte diminution de concentration en nitrates dans Ri entre Janvier (48 mg/L) et Avril (28 mg/L). Cette diminution coïncide avec un accroissement de teneur dans Rb qui s'échelonne de Décembre (9 mg/L) à Mars (36 mg/L). Il semblerait qu'au cours de l'hiver hydrologique, un transfert se produise entre Ri et Rb par lixiviation de nitrates.

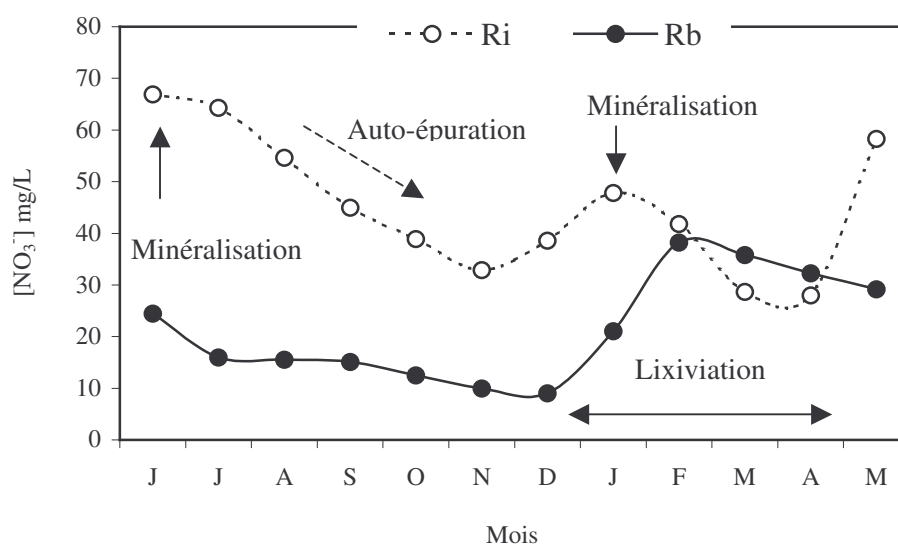


Figure 4.4- Variation des teneurs en nitrates dans les réservoirs Ri et Rb au cours d'un cycle hydrologique. Estimation par la méthode d'ajustement hydrologique établie au pas de temps mensuel sur le cycle 1983-84. Cas du bassin du Girou.

Ce mécanisme est rendu possible par l'établissement temporaire d'un continuum hydrologique entre les deux compartiments Ri et Rb, en période de crue. Au printemps, l'augmentation observée des teneurs en nitrates dans Ri, est vraisemblablement générée par les épandages d'engrais minéraux et la minéralisation des amendements organiques. Par contre, dans Rb, la teneur en nitrates décroît pendant le printemps et pendant l'été, vraisemblablement sous l'effet combiné de la dénitrification et des prélèvements d'azote par les plantes aquatiques. La teneur en nitrates dans le réservoir Ri culmine en Juin (67 mg/L) puis régresse en période estivale. Compte-tenu de l'évolution décroissante relevée sur Rb, il est improbable que des mécanismes de transferts entre Ri et Rb soient impliqués en période estivale. En réalité, les prélèvements des plantes contribuent à faire chuter la teneur en nitrates dans la solution du sol. Une seconde minéralisation se produit à l'automne et engendre une augmentation des concentrations en nitrates dans Ri alors que le prélèvement par les plantes est très ralenti. A l'approche de l'hiver, la situation est la suivante : un réservoir Ri très concentré en nitrates et un réservoir de base Rb très faiblement pourvu. Dans le réservoir Rb, les mécanismes de dénitrification sont à l'œuvre tandis que la minéralisation des matières organiques est très peu active. Aussi, seul un transfert des

zones d'accumulation (Ri) est à même de transmettre une pollution azotée dans Rb, et c'est effectivement ce qui se produit dès lors que les conditions hydrodynamiques le permettent, i.e dès lors que les sols sont saturés en eau.

2.3.3- L'influence de la fonte des neiges

L'influence de la fonte des neiges se manifeste très nettement sur le bassin de la Garonne amont. Pendant la période de fonte des neiges, c'est-à-dire à partir du mois d'avril environ, on note une forte diminution de la conductivité dans Ri (tableau 4.5) tandis qu'elle reste élevée dans Rb (autour de 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Ce recul de la conductivité s'échelonne d'Avril à Août : l'écoulement intermédiaire met à contribution des réserves neigeuses réparties en altitude ce qui assure un écoulement échelonné. Corrélativement, on note une légère diminution de la conductivité dans Rb qui peut être interprétée comme le résultat d'une dilution par les eaux de fonte infiltrées. A l'automne, la tendance s'infléchit : la conductivité se renforce à la fois dans Ri et dans Rb mais l'écart de conductivité entre les deux compartiments demeure ($Rb > Ri$). En fait, à l'approche de l'hiver, la fonte des neiges s'interrompt tandis que les zones de piémont à dominante molassique et dotés de nombreux massifs karstiques (qui drainent des eaux très fortement minéralisées) deviennent contributives au débit.

Ces variations saisonnières de conductivité sont parfaitement compatibles avec les variations de pH observées au sein du réservoir Ri. En période de fonte des neiges, le pH diminue assez fortement dans Ri, ce qui traduit la contribution d'eaux moyennement carbonatées. Il est intéressant de noter l'excellente corrélation entre conductivité et pH dans Ri, confirmant bien que le pH de ce compartiment est contrôlé par la contribution des eaux de fonte.

En revanche, le contrôle du pH dans Rb n'apparaît pas lié à la conductivité mais plutôt à l'oxygène, suggérant l'existence d'un contrôle biologique.

Tableau 4.5- Composition de Ri et Rb au cours d'un cycle hydrologique complet sur le bassin de la Garonne amont (station de Toulouse, 10 000 km²).

	Qk	12/8	9/9	7/10	4/11	2/12	30/12	27/1	24/2	23/3	20/4	18/5	15/6	13/7
pH	Ri	7,83	7,85	7,84	8,02	8,13	8,22	8,15	8,15	8,11	8,07	8,07	8,04	8,06
	Rb	7,38	7,40	7,65	7,76	8,13	8,31	8,61	8,59	8,63	8,62	8,50	8,44	8,38
O ₂	Ri	7,27	8,64	10,92	11,55	12,05	11,51	10,90	10,70	9,69	9,19	8,68	9,45	9,99
	Rb	8,00	7,79	6,91	8,12	9,73	12,41	13,55	12,80	12,62	11,97	11,61	9,87	8,65
Cond.	Ri	148	152	171	204	231	254	244	260	248	211	171	149	169
	Rb	281	334	348	301	298	290	331	289	276	308	326	316	258

2.3.4- L'influence biologique de la rivière

L'influence biologique de la rivière se manifeste très nettement sur le bassin de la Garonne amont. La fréquence d'échantillonnage, offrant un suivi quasi-continu, objective les tendances relevées.

Les principaux résultats obtenus concernent l'écoulement de base Rb qui est le plus fortement influencé par l'activité biologique de la rivière. On note une très bonne corrélation entre la teneur en O₂ dans Rb et le pH de Rb ($R^2 = 0,73$) : moins l'eau est oxygénée, plus le pH est acide. En situation d'intense activité photosynthétique, le pH devient alcalin (par ponction de CO₂) et la teneur en O₂ augmente : c'est ce que l'on observe de Janvier à Juin. Lorsque la respiration de la rivière l'emporte sur la photosynthèse, le pH s'acidifie (par relargage de CO₂) et la teneur en O₂ diminue : c'est ce qui apparaît de Juillet à Décembre.

Ainsi, on distingue très clairement une période pendant laquelle le pH de Rb est plus alcalin que celui de Ri (de Janvier à Juin) et pour laquelle les eaux de Rb sont plus oxygénées que celles de Ri. Puis la biomasse algale formée au printemps se décompose sous l'effet de la température et produit une acidification des eaux de Rb et un recul des teneurs en oxygène. Lorsque la température redevient plus fraîche, la respiration est ralentie tandis que la photosynthèse redevient prépondérante.

2.4- Subdivisions de Rs et Rb : modèles de mélange à 4 et 5 réservoirs

Le test de validité chimique du modèle de mélange à 3 réservoirs s'est révélé peu concluant. L'analyse détaillée des résultats portant plus particulièrement sur Na^+ et MES souligne l'intérêt de subdiviser Rs et Rb en sous-compartiments pour tenir compte (1) de la stratification chimique des nappes et (2) de la sectorisation latérale du ruissellement.

2.4.1- Méthodes

Pour subdiviser les réservoirs élémentaires Rs, Ri et Rb dont les contributions ont été établies par méthode hydrologique, des lois de partage sont proposées a priori. Ces lois de partage reposent sur des ajustements débit-métriques empiriques ou sur le traçage chimique des composantes.

□ Traçage physico-chimique

Le traçage physico-chimique permet plus particulièrement d'identifier les composantes des 3 réservoirs élémentaires : Rs, Ri et Rb.

Considérant le cas de la Garonne amont, il s'agit de séparer dans Ri la part de la fonte des neiges Rf. L'utilisation des données de conductivité permet d'identifier la contribution de Rf en appliquant un modèle de mélange simple à 4 composantes : Rs, Ri = Rh + Rf, Rb et en affectant à chaque compartiment une conductivité fixe, conformément à la méthode proposée par Visocky (1970).

Considérant le cas du Girou, une distinction doit être faite entre les deux composantes de nappe (Ns et Np) qui peuvent être facilement identifiées en utilisant Na^+ . Les teneurs en sodium offrent le meilleur traceur d'origine des eaux de Rb, d'autant plus que les nappes sont stratifiées.

Considérant enfin le cas de la Garonne aval, l'étude doit permettre d'identifier les deux composantes de Rb = Ns + Np ainsi que les deux composantes du ruissellement de surface Rs = Rs(v) + Rs(r). A l'évidence, la charge solide MES offre le meilleur traceur d'origine dans Rs alors que Na^+ permet de séparer Ns et Np. Par ailleurs, la répartition géographique des affleurements rocheux n'étant pas uniforme, il apparaît nécessaire d'ajouter un traceur d'origine géochimique qui permet notamment de suivre la contribution intermittente des zones calcaires (karsts). L'utilisation des mesures de Ca^{2+} apparaît dans ce cas la plus appropriée. La séparation de l'hydrogramme annuel de la Garonne aval est réalisée en résolvant le système d'équations suivant :

$$\left\{ \begin{array}{l} [\text{Na}^+] (Q_t) = \sum [\text{Na}^+](k) \times Q_k/Q_t \\ [\text{MES}] (Q_t) = \sum [\text{MES}](k) \times Q_k/Q_t \\ [\text{Ca}^{2+}] (Q_t) = \sum [\text{Ca}^{2+}](k) \times Q_k/Q_t \\ Q_{\text{Rb}}/Q_t = Q_{\text{Ns}}/Q_t + Q_{\text{Np}}/Q_t \\ \sum Q_k/Q_t = 1 \end{array} \right. \quad (4.7)$$

Cette approche s'appuie sur (1) la détermination a priori de l'écoulement Rb, établie par ajustement débit-métrique (filtrage des débits), sur (2) le traçage chimique des composantes de nappe, (3) des karsts et (4) le traçage par les sédiments des composantes du ruissellement. La difficulté de cette approche repose sur l'estimation a priori de la distribution des traceurs dans chacun des réservoirs. Le problème a été résolu sur la Garonne aval en imposant la non-négativité des Q_k/Q_t , critère atteint par itérations successives portant sur la distribution des traceurs (X_k) grâce au module d'optimisation solveur sur Excel.

Dans cette configuration, les variations éventuelles de composition d'une crue à l'autre, portant plus particulièrement sur la charge solide du ruissellement, ne peuvent pas être évaluées. L'ajustement débit-métrique permet de combler cette lacune.

□ Ajustements débit-métriques

A l'intérieur du réservoir k, on détermine (1) un réservoir fortement contributif en période de crue : Rs(v) et Ns et (2) un réservoir dominant en encadrement des périodes de crue : Rs(r) et Np).

Le partage à l'intérieur de Rs = Rs(v) + Rs(r) et de Rb = Ns + Np est établi de la manière suivante :

$$Q_{\text{Rs}(v)} = Q_{\text{Rs}}^2 / [K_{\text{Rs}(v)} - \text{Rs}(r) + Q_{\text{Rs}}] = Q_{\text{Rs}} - Q_{\text{Rs}(r)} \quad (4.8)$$

$$QNs = QRb^2 / (KNs-Np + QRb) = QRb - QNp \quad (4.9)$$

Ce partage est établi selon l'idée simple que les réservoirs prépondérants en période de crue : Ns et Rs(v) augmentent en proportion par rapport aux réservoirs plus localisés : Rs(r) ou susceptibles de saturer : Np. De l'aride vers l'humide, on définit donc un accroissement contributif de Ns par rapport à Np et de Rs(v) par rapport à Rs(r) en même temps qu'un accroissement en volume pour tous les réservoirs.

A partir du découpage hydrologique en trois réservoirs et après avoir défini des coefficients de partage KRs(v)-Rs(r) et KNs-Np compatibles avec les données analytiques (calage par itérations successives), on établit un modèle de découpage hydrologique à 5 réservoirs. Le calage de ce modèle suppose la calibration de 2 paramètres, à savoir KRs(v)-Rs(r) et KNs-Np.

2.4.2- Modélisation des fluctuations saisonnières de composition chimique

L'examen des résultats obtenus met en lumière une amélioration très significative de la précision statistique du modèle proposé. Les coefficients de partage KRs(v)-Rs(r) et KNs-Np, déterminés par approximations successives, sont présentés au tableau 4.6.

Tableau 4.6- Coefficients de partage entre les deux composantes du ruissellement Rs(v) et Rs(r) et les deux composantes de nappe Ns et Np.

Bassin	Garonne amont		Garonne aval		Girou	
Paramètres	Rs(v) vs Rs(r)	Ns vs Np	Rs(v) vs Rs(r)	Ns vs Np	Rs(v) vs Rs(r)	Ns vs Np
K	2000	200	700	70	400	20

Concernant KRs(v)-Rs(r), on observe que sur le bassin versant du Girou, le point d'équilibre est atteint pour QRs = 400 mm/an ce qui démontre que les mécanismes de régulation des crues sont moins actifs que pour la Garonne. Le ruissellement de versant ne bénéficie pas de temporisation en bas de versant, apte à filtrer les suspensions mobilisées sur les pentes.

Le point d'équilibre KNs-Np est relativement élevé dans le cas du bassin de la Garonne amont (KNs-Np = 200), intermédiaire pour la Garonne aval (KNs-Np = 70) et très faible pour le bassin du Girou (KNs-Np = 20). Ces écarts incriminent la pauvreté des réserves hydrologiques sur le bassin du Girou, en l'absence de plaines alluviales de grande envergure et d'attaches montagneuses. Le bassin supérieur de la Garonne bénéficie par contre d'importantes réserves hydrologiques qui contribuent au maintien d'un débit d'étiage soutenu en période estivale.

❑ Disparités entre Rs(v) et Rs(r)

Concernant la qualité descriptive du modèle testé, on constate que les ajustements portant sur les teneurs en suspension sont les plus performantes. La composante de versant Rs(v), présente une charge solide très élevée, dépassant 5000 mg/L sur le bassin de la Garonne alors que la composante rapide de bas de pente Rs(r) est relativement peu chargée en suspensions.

En terme de composition chimique, d'importantes disparités sont mises à jour. Sur la Garonne aval, les fortes teneurs en Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- dans Rs(v) témoignent d'une ablation directe de la roche-mère calcaire. La forte conductivité relevée dans Rs(v), pour la Garonne amont, pourrait résulter des mêmes causes. En revanche, le bassin du Girou, dépourvu de massifs calcaires affleurants ou karstiques, présente un gradient de concentration plus conforme à la logique habituelle.

Les teneurs en nitrates et en silice, plus fortes dans la composante de surface Rs(v) que dans la composante de bas-fonds Rs(r), sont le résultat de conditions de lessivage distinctes et vraisemblablement d'une reprise des nitrates dans les secteurs humides (ripisylves), drainés par Rs(r).

Tableau 4.7- Caractéristiques des différentes composantes du débit calculées pour la Garonne (bassin supérieur et bassin total) et le Girou. Espèces dissoutes (anions, cations, DOC, gaz, $\mu\text{mol.l}^{-1}$). Balance ionique. Concentrations en suspensions (POC, MES, mg.l^{-1}).

		Qk	MES	TOC	DOC	POC	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	S ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	S ⁻	SiO ₂	Cond.
Garonne aval	Rs(v)	11.6	1450	52.1	10.6	41.5		303	99	1560	179	3880	2514	292	233	431	3160	92	360
	Rs(r)	50.3	75	6.7	2.4	4.3		258	41	271	133	1108	743	126	85	-51	1031	47	94
	Ri	85.3	0	2.9	2.9	0.0		499	81	1477	364	4263	2812	591	264	372	3933	98	395
	Ns	75.5	0	2.4	1.8	0.6		27	25	1197	210	2867	2265	184	126	246	2713	101	282
	Np	20.0	0	3.5	2.6	0.9		1072	85	712	52	2684	1780	784	317	-124	3192	-87	271
	R ²		1.00		0.36	0.87		1.00	0.64	1.00	0.94	0.80	0.84	0.88	0.81	0.55	0.90	0.60	0.66
Garonne amont	Rs(v)	27	4500	32.2			8.65												403
	Rs(r)	74	90	0.9			7.66												209
	Rh	157	73	1.9			8.61												259
	Rf	81	175	1.7			7.24												93
	Ns	92	0	0.3			8.14												314
	Np	58	0	3.4			8.19												303
	R ²		0.63	0.76			0.13												0.89
Girou	Rs(v)	8.53	1486					391	103	1225	271		1623	386	188	752		170	
	Rs(r)	8.88	86					683	113	1925	367		3705	944	380	411		75	
	Ri	63.73	46					596	69	3325	975		6230	887	419	677		145	
	Ns	28.93	29					265	13	3100	358		4754	541	345	747		72	
	Np	6.56	42					2191	59	2325	771		7492	1203	411	-316		137	
	R ²		0.74					0.62	0.57	0.74	0.24		0.64	0.43	0.34	0.58		0.24	

❑ Disparités entre Ns et Np

D'importantes disparités sont relevées entre Ns et Np sur les teneurs en Na^+ et en NO_3^- . Le réservoir de nappe profonde Np concentre le sodium par dissolution-évaporation alors que le réservoir de nappe superficielle apparaît relativement dilué. Il est vraisemblable que l'écoulement Ns soit alimenté par les franges capillaires surmontant le toit des nappes et dont la réactivité est forte. Cet écoulement mobilise de l'eau ayant peu interagi avec la roche, d'où des teneurs en solutés faibles (Na^+ ; K^+ , Cl^- , SO_4^{2-}).

La seconde différence majeure concerne la teneur en nitrates, très fortement réduite dans Np par rapport à Ns. Cet écart est vraisemblablement lié à une consommation d'azote par dénitrification et à un prélèvement des plantes aquatiques en période de basses eaux. Les teneurs relevées dans Ns sont du même ordre de grandeur que dans l'écoulement intermédiaire Ri, ce qui laisse présager d'un transfert de nitrates entre les deux réservoirs Ri et Ns.

2.4.3- Bilan hydrologique

Le bilan hydrologique annuel établi pour chacun des 3 bassins étudiés fait apparaître la contribution des différents réservoirs identifiés au débit total.

L'écoulement intermédiaire contribue fortement au débit total : Ri représente environ 40% de l'écoulement total sur la Garonne et culmine à 54,7% sur le Girou. La part de la fonte des neiges est élevée sur le bassin de la Garonne amont (16,6%), beaucoup plus limitée sur le bassin aval.

Le ruissellement de surface Rs occupe une part significative correspondant à près de 15% sur le Girou contre environ 20% sur la Garonne. La distinction des deux composantes de Rs met en évidence un partage équitable entre la fraction de versant et la fraction de bas-fonds sur le Girou et au contraire une prédominance de la composante de bas-fonds sur la Garonne amont.

Enfin, l'écoulement de nappe Rb représente entre 30% et 42% de l'écoulement total. La composante profonde est d'autant moins contributive que les réserves hydrologiques sont faibles : sur le Girou, l'écoulement Np draine moins de 7 mm de lame d'eau. D'autre part, la composante superficielle Ns contribue davantage que la composante profonde Np du fait de l'extension des nappes alluviales et de la rapidité de leur recharge.

Tableau 4.8- Composantes du débit total annuel sur le bassin de la Garonne amont (station de Toulouse, données LDE 31), le bassin de la Garonne aval (station de La Réole, Moyenne 1990-92, données ONT) et le bassin du Girou (station de Cépet, 1983-84, modifié d'après Etchanchu, 1988).

	Garonne amont		Garonne aval		Girou	
	Qk (mm/an)	Qk/Qt (%)	Qk (mm/an)	Qk/Qt (%)	Qk (mm/an)	Qk/Qt (%)
Rs (v)	17	3,5	16,0	6,6	8,5	7,3
Rs (r)	84	17,1	30,6	12,5	8,9	7,6
Rs	101	20,6	46,6	19,1	17,4	14,9
Rh	157	32,1	80,1	32,8	63,7	54,7
Fonte	80	16,6	15,4	6,3	0	0
Ri	237	48,7	95,5	39,1	63,7	54,7
Ns	92	18,8	64,0	26,4	28,9	24,8
Np	58	11,9	37,6	15,4	6,6	5,6
Rb	150	30,7	101,6	41,8	35,5	30,4
Total	488	100	243,7	100	116,6	100

3- Découpage des hydrogrammes de crue.

L'analyse simultanée de l'ensemble des données par séparation des hydrogrammes de crue a permis de dégager quelques éléments d'interprétation sur la distribution des espèces chimiques dans le paysage. Néanmoins, l'identification de 3 réservoirs offre une lisibilité insuffisante. Le découpage au pas de temps mensuel illustre parfaitement la variabilité de composition des réservoirs Rs, Ri et Rb qui sont en réalité multi-composantes. Une approche plus précise, débouchant sur l'identification de compartiments hydrologiques secondaires, explique en partie les variations saisonnières observées. L'écoulement de fonte des neiges, la subdivision du ruissellement de surface et la stratification des nappes fournissent une interprétation objective des variations de composition chimique observées au pas de temps mensuel dans les réservoirs élémentaires Rs, Ri, Rb.

L'analyse spécifique des épisodes de crue permet de caractériser plus précisément les réservoirs de surface, et plus particulièrement Rs. Les crues constituent des épisodes privilégiés au cours desquels les transferts de matière s'accroissent, les échanges se produisent, la recharge s'opère. La comparaison des résultats obtenus sur plusieurs crues offre une approche diagnostique fertile.

3.1- Méthodologie

La séparation des hydrogrammes de crue et la détermination des caractéristiques chimiques des réservoirs identifiés s'effectue distinctement pour chaque crue. Les modèles de mélange sont limités à 4 réservoirs en raison du faible nombre de prélèvements par crue. Au-delà de 4 réservoirs, la lecture des résultats se révèle spéculative. Une étude critique détaillée de l'analyse des hydrogrammes de crue sur quelques cours d'eau Français, proposée par Rambert (1971, 1972), définit les domaines d'application de la méthode pour estimer la composante de nappe.

Les réservoirs à identifier sont : le ruissellement de surface Rs, l'écoulement intermédiaire Ri, les nappes superficielles Ns et les nappes profondes Np.

Par traçage chimique, en utilisant les teneurs en sodium et en MES, la contribution des 3 écoulements Rs, Ri, Rb est établie avant l'épisode de crue. Cette étape préliminaire sert de point de départ à la procédure de calcul itérative. Pour des raisons de cohérence hydrologique, la séparation des 3 réservoirs élémentaires Rs, Ri et Rb est réalisée par la méthode itérative de filtrage, en utilisant les paramètres de vidange et de recharge établis dans la section précédente. La charge solide dans Rs est donc établie distinctement pour chaque crue individuelle. Cette approche permet de s'affranchir d'une estimation arbitraire de la charge solide dans Rs qui dépend en fait de la contribution de ses deux composantes Rs(v) et Rs(r).

Dans une seconde étape, Rb est subdivisé en 2 composantes : Ns et Np. La séparation de ces deux composantes est réalisée par traçage chimique en s'appuyant sur les teneurs en Na⁺. La composition chimique de Np : [XNp] étant connue, à partir d'un calage sur l'ensemble des données disponibles, on estime la composition chimique de Ns : [X]Ns de la manière suivante :

$$[X]Ns = ([X]Rb - [X]Np) \times QRb/QNs + [X]Np \quad (4.10)$$

$$\text{Avec } QRb/QNs = (NaNp - NaNs) / (NaNp - NaRb) \quad (4.11)$$

Une troisième étape, seulement applicable à MES, consiste à subdiviser Rs en deux composantes en s'appuyant sur la loi de partage du ruissellement Rs.

Pour chaque crue, on obtient donc trois modèles différents :

- (1)- un modèle à 3 réservoirs (Rs, Ri, Rb), établi selon une approche hydrologique stricte ;
- (2)- un modèle à 4 réservoirs (Rs, Ri, Ns, Np), après subdivision de Rb par traçage chimique ;
- (3)- un modèle à 3 réservoirs (Rs(v), Rs(r), Ri), applicable uniquement à MES.

3.2- Généralités

Les résultats obtenus par le protocole d'études à 4 réservoirs sur le bassin du Girou sont présentés au tableau 4.9. Les ajustements, réalisés distinctement pour chacune des 7 crues identifiées, livre des tendances de fond qui appellent quelques commentaires.

De manière générale, l'écoulement intermédiaire Ri et l'écoulement de nappe superficielle Ns ont des caractéristiques voisines, intermédiaires entre Np, où se concentrent les solutés et Rs, principal agent de transport des suspensions.

Tableau 4.9- Répartition des espèces chimiques dissoutes (mg/L), du pH et des matières en suspension (mg/L) dans Rs, Ri, Ns et Np au cours des 7 crues du Girou, entre Décembre 1982 et Mars 1985.

	Qt	Σ Qk	pH	SiO ₂	MES	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Pt	
Rs	201	1.17	7.72	9.1	878	66	11	9	5.2	14	163	18	16	0.76	Dec 82
Ri	239	1.39	8.05	5.1	33	129	6	4	2.3	76	313	50	61	0.26	
Ns	222	1.29	8.21	11.9	0	129	12	15	2.4	20	380	5	16	0.10	
Np	18	0.11	8.60	15.0	0	90	15	50	2.0	0	320	40	45	0.10	
R ²	680	3.96	0.90	0.95	0.95	0.96	0.69	0.99	0.66	0.87	0.97	0.84	0.85	0.76	
Rs	84	0.89	7.97	4.0	529	62	6	12	3.1	44	229	27	31		Mars 83
Ri	169	1.80	8.09	1.9	36	112	9	9	2.7	36	265	28	34		
Ns	91	0.96	8.22	10.8	0	148	11	13	1.6	41	425	7	21		
Np	17	0.18	8.62	15.0	0	86	18	52	1.9	0	323	42	47		
R ²	361	3.82	0.86	0.85	0.48	0.89	0.76	0.99	0.24	0.91	0.52	0.93	0.58		
Rs	10	0.91		8.1	587	87	15	16	4.8	18	249	28	31		Dec 83
Ri	40	3.59		5.8	47	135	21	14	2.9	35	429	37	43		
Ns	5	0.45		11.6	0	131	22	18	2.1	17	387	3	14		
Np	8	0.69		14.2	0	86	12	51	2.0	0	318	40	41		
R ²	62	5.64		0.74	0.71	0.84	0.09	0.79	0.50	0.49	0.52	0.78	0.50		
Rs	120	1.98		10.3	944	67	9	17	6.0	56	154	30	32		Janv 84
Ri	202	3.32		5.9	18	140	29	13	2.0	61	387	33	47		
Ns	22	0.36		12.0	0	128	13	15	2.5	38	375	15	15		
Np	12	0.20		14.8	0	90	18	50	2.1	0	331	40	44		
R ²	356	5.86		0.61	0.95	0.86	0.60	0.58	0.89	0.45	0.83	0.56	0.59		
Rs	310	10.98		9.2	978	65	3	12	4.6	25	168	15	23	0.18	Févr 84
Ri	534	18.90		6.7	88	128	25	11	1.9	50	321	32	46	0.07	
Ns	117	4.13		9.3	0	134	13	13	2.0	51	384	14	24	0.03	
Np	17	0.60		14.7	0	91	19	50	2.0	0	324	41	46	0.01	
R ²	978	34.61		0.71	0.63	0.89	0.41	0.95	0.85	0.84	0.82	0.63	0.61	0.30	
Rs	24	0.79		7.2	301	70	11	21	4.4	41	198	30	35	0.28	Mai 84
Ri	92	3.04		7.3	45	120	20	11	2.0	67	313	31	40	0.13	
Ns	26	0.85		6.2	0	132	15	9	1.6	38	385	8	21	0.21	
Np	13	0.43		11.8	0	91	21	41	1.5	0	328	42	48	0.06	
R ²	155	5.11		0.15	0.65	0.66	0.11	0.79	0.69	0.88	0.70	0.91	0.71	0.06	
Rs	89	2.71	7.95	6.1	707	61	13	13	3.5	18	190	24	26	0.36	Mars 85
Ri	154	4.70	8.37	4.6	5	126	26	10	1.7	44	358	42	44	0.04	
Ns	73	2.22	8.09	5.7	0	135	10	11	1.8	39	373	14	22	0.06	
Np	16	0.50	8.60	14.4	0	89	18	51	1.8	0	315	44	48	0.01	
R ²	332	10.13	0.76	0.54	0.77	0.82	0.47	0.97	0.67	0.92	0.90	0.62	0.70	0.73	
Rs	120	19.43	7.88	7.7	703	69	10	14	4.5	28	193	25	28	0.39	Moyenne
Ri	204	36.74	8.17	5.3	13	127	19	10	2.2	50	341	36	45	0.13	
Ns	79	10.26	8.17	9.6	0	134	14	13	2.0	29	387	10	19	0.10	
Np	15	2.71	8.61	14.3	0	89	17	49	1.9	0	323	41	46	0.04	
R ²	418	69.14	0.84	0.65	0.74	0.85	0.45	0.87	0.64	0.76	0.75	0.75	0.65	0.46	

Les espèces chimiques dissoutes comme Na⁺, Cl⁻ et SO₄²⁻ présentent un gradient de concentration croissant du haut vers le bas des profils, les valeurs maximales étant relevées dans Rb. Les espèces chimiques apportées par l'eau de pluie, Cl⁻ et SO₄²⁻ sont davantage concentrées dans Ri que dans Ns, ce qui peut paraître surprenant a priori. Cette inversion de gradient traduit en fait la mobilisation d'eau ancienne dans Ri, par effet piston et d'eau nouvelle dans Ns, par saturation des profils aux points d'affleurement des nappes. A l'évidence, l'indice isotopique δ¹⁸O apporterait l'élément de confirmation qui fait défaut. Par contre, les concentrations en silice et en calcium dans Ns sont plus élevées que dans Ri, indiquant une plus grande abondance de minéraux altérables. Dans les nappes

profondes, au contact du front d'altération, les teneurs en silice sont maximales. En revanche, les fortes valeurs de pH relevées dans Np ($> 8,3$) provoquent une précipitation de calcite qui se manifeste par un fléchissement des teneurs en Ca^{2+} et HCO_3^- . Par ailleurs, les nappes profondes sont dépourvues de nitrates, bénéficiant d'une dénitrification poussée alors que les nappes superficielles Ns sont contaminées par l'écoulement intermédiaire, principal vecteur de la pollution azotée.

On note enfin une concentration maximale de potassium et de phosphore dans Rs, indiquant un recyclage de ces éléments par les plantes. Ce mécanisme entretient un gradient inversé de Rs (le plus concentré) vers Np (le plus dilué).

3.2- Bilan de l'érosion mécanique

Le bilan des apports sédimentaires de la Garonne et leur dynamique dans l'estuaire de la Gironde a été étudié par Castaing (1981, 1987), Jouanneau (1982), Lin et Etcheber (1994). Les flux couplés de carbone organique ont été étudiés par Etcheber (1986), Jouanneau *et al.* (1986), Lin et Etcheber (1994) et Veyssy *et al.* (1996) qui ont reconstitué le bilan des transports fluviaux de carbone organique à l'entrée de l'estuaire. La minéralisation de la matière organique, au passage eau-douce-eau salée, analysée plus particulièrement par Lin (1988), modifie très significativement le bilan d'exportation du carbone vers l'océan. Les tests d'incubation effectués par Veyssy *et al.* (1996) ont permis de caractériser les substances organiques labiles, provenant essentiellement de la fraction dissoute et libérées par diagenèse de la matière organique dans le cours d'eau.

3.2.1- Typologie des risques érosifs sur le bassin de la Garonne

La typologie des risques érosifs permet d'identifier trois grandes catégories :

- (1) l'érosion due à la concentration du ruissellement superficiel survenant au cours des pluies d'hiver ; la prédominance de limons sur les zones cultivées imperméabilise la surface sous l'effet de la battance (Gallien *et al.*, 1995 ; Le Bissonnais et Arrouays, 1997). Ce mécanisme est le principal vecteur de l'érosion diffuse qui se concentre au niveau des thalwegs et peut localement induire l'apparition de ravines (Ludwig, 1992).
- (2) l'érosion due à des pluies d'orages, survenant principalement pendant l'été ; l'absence de couvert végétal sur certaines zones cultivées (cultures pérennes, céréales) combiné au labour des terrains accentue l'export de terre par dépassement de la capacité d'infiltration (Horton, 1933) ;
- (3) l'érosion de montagne est sous le contrôle du relief et des instabilités locales ; les éboulements de terrains et le ravinement sont les deux principaux mécanismes par lesquels s'exprime l'érosion mécanique.

Les régions cultivées sont très vulnérables à l'érosion mécanique et constituent les principales zones contributives au transfert de sédiments (Monnier *et al.*, 1986 ; Rapport ADRET, 1987 ; Auzet, 1987a ; Boiffin *et al.*, 1988). Les secteurs à vocation agricole du Lauragais dans la région toulousaine (Brunet, 1957 ; Revillon, 1984 ; Dressayre, 1986 ; Rouaud, 1987), des coteaux de Gascogne dans le Gers (Cavalié, 1990) et de l'Aveyron (Barthes *et al.*, 1997) sont plus particulièrement concernés.

Sur la petite région agricole du Lauragais, située au SE de la cité Toulousaine, la pluviosité est relativement modeste (environ 600 mm/a) tandis que l'ablation des sols est plutôt forte. En fait, la vulnérabilité des sols résulte de plusieurs facteurs combinés :

- (1) pluies de forte intensité sous forme d'orages ;
- (2) l'absence temporaire de couvert végétal en cas de culture annuelle ; les labours d'hiver qui précèdent l'implantation de céréales de printemps accentuent la détachabilité des particules de sol (Auzet, 1987b ; Papy *et al.*, 1988, 1991) ;
- (3) le relief est également un facteur accentuant l'érosion malgré les informations fournies généralement par les modèles topographiques (Revillon, 1984 ; Dubucq, 1989). Les versants cultivés sont habituellement très raides (pente entre 10% et 20%) mais aussi relativement courts (entre 250 m et 1000 m) de sorte que les cartes topographiques n'attirent pas l'attention sur la véritable action du

relief sur les dynamiques érosives. Par ailleurs, dans le Lauragais, les versants sont généralement cultivés sur leur totalité sans aménagement susceptible d'intercepter le ruissellement superficiel par lequel transitent les matériaux solides.

(4) enfin, ces processus superficiels sont encouragés en cas d'affleurement de molasse (peu perméable), qu se rencontre très fréquemment dans ce secteur ; le ruissellement de surface est également favorisé en présence de limons par la battance.

La Gascogne est située sur la rive gauche du bassin de la Garonne. Un dense réseau de cours d'eau draine cette zone qui s'avère particulièrement vulnérable à l'ablation des sols. Le principal facteur incriminé est la composition minéralogique des sols, dominés par les limons et les sables fins. En cas de pluie intense, les mécanismes de battance réduisent la perméabilité de surface ce qui a pour effet d'accroître le ruissellement de surface, principal vecteur d'exportation des matériaux solides.

Le bilan de l'érosion mécanique implique directement la charge solide du ruissellement de surface R_s qui contrôle étroitement les flux de matériaux solides. L'approche basée sur le mélange en proportions variables de deux ruissellements à charge solide constante offre un outil diagnostique intéressant permettant de tester l'influence des pratiques agricoles sur le bilan sédimentaire des bassins versants.

3.2.2- Le ruissellement unique à charge solide constante

Le modèle de mélange à trois réservoirs R_s , R_i , R_b , définit l'existence d'un ruissellement unique à charge solide constante. Cette approche met en évidence d'importantes disparités, d'une crue à l'autre, sur l'estimation de la charge solide dans R_s (tableaux 4.9a, 4.9b et 4.9c).

Il est intéressant de noter l'excellente corrélation entre la charge solide du ruissellement R_s et le débit total avant la crue : plus le débit d'avant crue est fort et plus la charge solide dans R_s est élevée. Il semblerait que l'état initial des réserves hydriques, apprécié par le débit d'avant crue, influe positivement sur la mobilité des particules de sol. En effet, lorsque le sol est très humide, l'extension des zones saturées est maximale et le ruissellement de versant l'emporte sur le ruissellement rapide de bas de pente $R_s(r)$. Cependant, cette corrélation n'est pas clairement établie sur la Garonne amont pour laquelle le débit total semble jouer un rôle décisif.

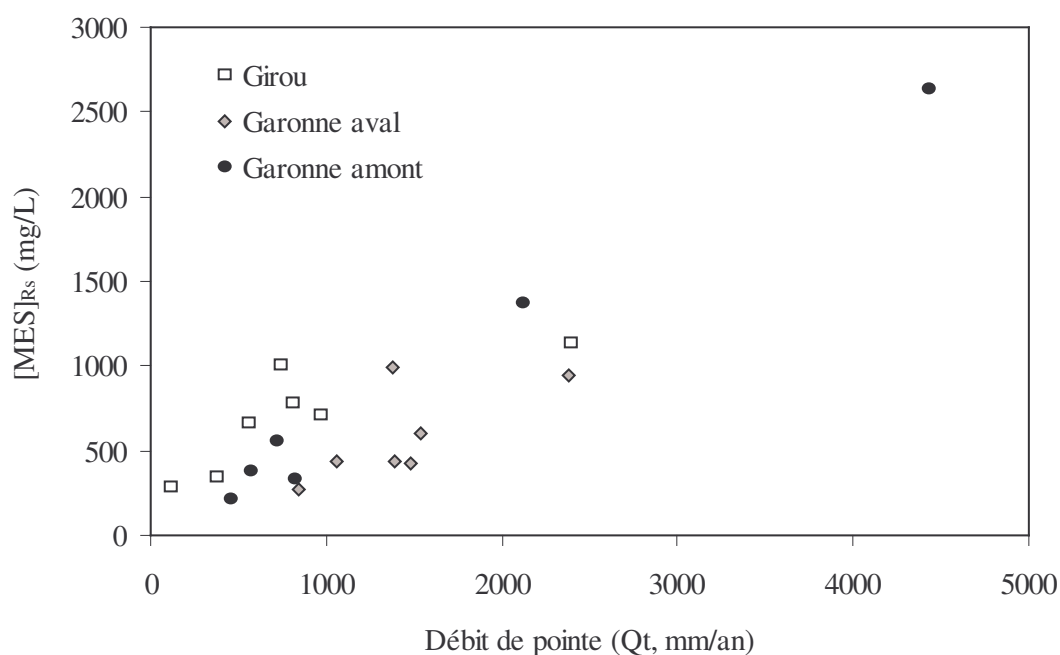


Figure 4.5- Relation entre le débit total maximal et la charge solide du ruissellement de surface.

Sur les trois bassins, on observe une très bonne corrélation entre le débit total à la pointe de crue et la charge solide du ruissellement R_s (figure 4.5). On relève un accroissement de la charge solide égal 600 mg/L pour chaque augmentation de débit équivalente à 1000 mm/an.

3.2.3- Le modèle à deux ruissellements

Les écarts relevés sur la charge solide dans R_s traduisent en réalité l'existence d'un mélange en proportions variables de deux composantes à charge solide constante que sont $R_s(v)$ et $R_s(r)$. En terme diagnostique, les critères à retenir sont d'une part la charge solide de $R_s(v)$, correspondant à la vulnérabilité des sols et d'autre part la loi de partage entre $R_s(v)$ et $R_s(r)$ définissant la capacité de régulation des transferts solides.

□ La loi de partage entre $R_s(v)$ et $R_s(r)$

La loi de partage entre $R_s(v)$ et $R_s(r)$ a été établie pour les 3 bassins considérés, livrant les coefficients de partage suivants : 400 pour le Girou, 700 pour la Garonne aval et 2000 pour la Garonne amont. Connaissant ces indices, il est possible de reconstituer de proche en proche et pour chaque crue la contribution de chaque composante R_v et R_r . On aboutit à une estimation crue par crue de la charge solide dans $R_s(v)$ et $R_s(r)$.

Tableaux 4.10a, 4.10b et 4.10c- Débit moyen mesuré au cours des crues étudiées et écoulements spécifiques des trois réservoirs R_s , R_i et R_b . Détermination de la charge solide dans le ruissellement R_s , et au sein de sa composante $R_s(v)$. Ajustement polynomial $MES = B \times QR_s / Qt \times (1 + A_o \times QR_s)$ et comparaison des coefficients de corrélation des trois modèles testés. Données obtenues pour la Garonne aval (tableau 4.10a), le Girou (tableau 4.10b) et la Garonne amont (tableau 4.10c).

N° crue	Date	Qt	QR _s	QR _i	QR _b	MES R_s	R ² (1)	MES R_v	R ² (2)	Ao	B	R ² (3)
1	Fev-90	557	285	179	93	434	0.84	832	0.94	0.37	171	0.95
2	Jun-90	305	112	96	98	438	0.75	1115	0.91	0.60	158	0.91
3	Oct-90	243	102	92	48	427	0.82	329	0.99	0.16	39	1.00
4	Mar-91	582	155	233	194	607	0.90	1016	0.95	0.72	-167	0.98
5	Mai-91	423	81	169	174	994	0.79	2710	0.97	1.38	319	0.98
6	Avr-92	381	143	133	105	276	0.44	934	0.64	1.11	-179	0.80
7	Jun-92	849	229	365	255	943	0.62	1694	0.68	0.45	597	0.66
Moyenne crues		365	114	136	115	588	0.74	1325	0.87			

N° crue	Date	Qt	QR _s	QR _i	QR _b	MES R_s	R ² (1)	MES R_v	R ² (2)	Ao	B	R ² (3)
1	Dec-82	680	191	250	239	712	0.95	1177	0.97	0.83	325	0.97
2	Mar-83	361	72	181	108	656	0.44	1068	0.46	0.14	364	0.58
3	Dec-83	62	7	42	14	281	0.68	587	0.75	2.85	100	0.76
4	Jan-84	356	72	243	41	998	0.81	1652	0.84	-0.04	805	0.94
5	Fev-84	978	192	622	164	1135	0.61	1274	0.81	1.02	155	0.86
6	Mai-84	155	15	101	39	344	0.65	1003	0.86	2.07	45	0.94
7	Mar-85	332	72	133	127	784	0.79	1359	0.82	0.52	511	0.81
Moyenne crues		311	59	183	70	701	0.70	1160	0.79	1.06	329	0.84

N° crue	Date	Qt	QR _s	QR _i	QR _b	MES R_s	R ² (1)	MES R_v	R ² (2)	Ao	B	R ² (3)
1	Nov-99	455	165	207	83	134	0.15	302	0.24	0.33	96	0.52
2	14-18 Dec	1022	463	446	113		0.15	632	0.79	0.35	-10	0.88
3	24-31/12	566	128	296	142	373	0.57	1002	0.92	1.02	70	0.92
4	10/2 au 6/3	2116	1448	549	119	1368	0.33	2291	0.47	0.70	79	0.89
5	17-21/4	825	290	395	139	331	0.59	533	0.78	0.32	127	0.76
6	30/5 au 3/6	714	186	357	171	556	0.53	1377	0.92	1.15	101	0.93
7	9-13/6	4434	2354	1809	272	2640	0.57	3078	0.69	0.31	773	0.75
Moyenne crues		1448	719	580	149	610	0.28	4494	0.68	0.75	120	0.81

□ La charge solide de Rs(v)

On note une grande variabilité sur l'estimation de la charge solide dans Rs. Cette variabilité s'explique en partie par l'existence de deux pôles de mélange Rs(v) et Rs(r) dont les caractéristiques sont très distinctes.

On constate tout d'abord que le ruissellement de versant Rs(v) est l'écoulement présentant la charge solide la plus forte. Le ruissellement de bas-fonds Rs(r), dominant en cas de ruissellement modéré, affiche une charge solide nettement plus faible. Les caractéristiques de Rs(v) et Rs(r), en terme de teneur en suspensions, n'apparaissent pas constantes : les charges maximales s'observent lors des fortes crues et inversement les charges les plus faibles correspondent aux crues de faible amplitude (crue 3 sur la Garonne aval, crues 3 et 6 sur le Girou, crues 1, 2 et 6 sur la Garonne amont).

Le débit spécifique du ruissellement QRs contrôle donc en partie la charge solide de Rs, en influant sur Rs(v) et Rs(r) : plus le débit est fort, plus le ruissellement est chargé en suspensions. Cependant, pour des situations hydrologiques comparables, on note d'importantes disparités entre crues qui traduisent une vulnérabilité variable des sols vis-à-vis de l'érosion mécanique en fonction de la saison. Sur le bassin du Girou, les crues 4, 5 et 7 sont celles qui produisent les ruissellements les plus chargés. Or ces crues surviennent en saison hivernale, précisément lorsque les terrains agricoles sont mis à nu (labour, préparation de semis) ce qui a pour effet d'accroître la vulnérabilité des sols (Auzet, 1987a, 1987b).

Sur le bassin de la Garonne aval, la crue de Mai 91 (crue 5) présente une charge en suspensions remarquablement élevée. Cet événement pourrait être lié à la contribution accrue du secteur pyrénéen, rendu vulnérable par la fonte des neiges qui détrempe les sols.

Sur la Garonne amont, la charge solide de Rs(v) est gouvernée par le débit spécifique du ruissellement Rs. La régression établie sur l'ensemble des données moyennes journalières livre l'équation suivante :

$$\text{MES} = (160 + 0,51 \times \text{QRs}) \times \text{QRs}/\text{Qt} + 0,30 \times \text{QRi}^2/\text{Qt} \quad R^2 = 0,65 ; n = 380 \quad (4.12)$$

Cette observation laisse présager dans ce cas précis de l'influence de l'érosion des berges, qui génère des exportations significatives.

□ L'érosion dans Ri

L'érosion dans Ri est alimentée par les éboulements de berge et les glissements de terrains. Si l'on considère l'équation précédente, calibrée sur la Garonne amont, on évalue le flux sédimentaire lié à l'érosion des berges à $F \text{ MES} (\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}) = 0,30/1000 \times \text{QRi}^2$. Sur l'année 1999-2000, on obtient un cumul de 35,3 T/km² dont plus de 18 T/km² pour la seule crue de Juin 2000. L'érosion des berges représente 20% du bilan sédimentaire total du bassin de la Garonne amont pour le cycle 1999-2000.

3.2.4- Les flux couplés de carbone organique

L'érosion mécanique est le principal agent de transfert de la matière organique. Les bilans d'exportation du carbone organique (Veyssy *et al.*, 1996) et inorganique (Amiotte-Suchet et Probst, 1996) contribuent de manière significative au budget de consommation du CO₂ atmosphérique. Près de la moitié du carbone organique est exportée sous forme particulaire (POC). D'après Veyssy *et al.* (1996), l'exportation annuelle de POC par la Garonne (exutoire de La Réole) oscille entre 18 000 T/an en 1989-90 (3,46 kg C.ha⁻¹.an⁻¹) et 65 000 T/an en 1991-92 (12,26 kg C.ha⁻¹.an⁻¹). Dans le ruissellement superficiel, POC représente 2,86% de la charge solide totale MES.

Par ailleurs, on constate que le carbone organique dissous (DOC) se concentre dans le ruissellement superficiel, où se forment les molécules organiques hydrosolubles par décomposition des litières. Dans les écoulements souterrains, la fraction dissoute demeure bien représentée, la valeur minimale estimée étant attribuée aux nappes superficielles Ns avec 1,8 mg/L. Le flux d'exportation annuel de DOC par la Garonne s'échelonne de 21 000 T/an (3,96 kg C.ha⁻¹.an⁻¹) sur le cycle 1989-90 à 46 000 T/an (8,68 kg C.ha⁻¹.an⁻¹) sur le cycle 1991-92.

Le ruissellement de surface est donc l'écoulement principal par lequel le carbone organique transite vers les océans. La distribution du DOC entre les différents réservoirs hydrologiques montre que le carbone est métabolisé par le cours d'eau, au niveau duquel s'enchaînent sédimentation, minéralisation

et immobilisation par photosynthèse. La fraction grossière du carbone organique particulaire, mobilisée par érosion mécanique (ou accessoirement par la chute saisonnière des feuilles le long de corridors arborés) sédimente au niveau des plaines alluviales. La minéralisation de cette fraction produit des substances organiques hydrosolubles, endogènes au cours d'eau et très instables. Très rapidement, cette fraction labile est dégradée, ce qui libère du gaz carbonique, puisé par les plantes aquatiques et les micro-organismes autotrophes qui colonisent le lit des cours d'eau.

3.3- Dynamique de l'azote en zone agricole.

3.3.1- L'origine des nitrates dans les eaux souterraines

La contamination des eaux souterraines par les nitrates est le résultat d'une séquence de processus simples intervenant dans les sols :

- (1)- Décomposition de la matière organique par des micro-organismes vivants : minéralisation.
- (2)- Solubilisation des engrais azotés ;
- (3)- Nitrification des ions NH_4^+ ;
- (4)- Drainage ou lessivage des sols qui entraîne une partie du stock de NO_3^- de la matière organique naturelle et/ou des nitrates d'origine artificielle (engrais non absorbés par les plantes) dans les nappes.

3.3.2- La lixiviation des nitrates : traçage des flux de percolation.

Les nitrates sont très mobiles et à partir du moment où un continuum hydraulique s'établit entre les horizons superficiels du sol (qui recèlent les nitrates) et les aquifères (où s'accumulent les nitrates), des échanges entre compartiments s'opèrent. Conformément à l'abaque proposée par Renger et Wessolek (1992) et reportée par Duchaufour (1995), la profondeur d'entraînement des nitrates est fonction du drainage et de la capacité au champ des sols, sans interaction avec la matrice minérale. Les transferts entre compartiments peuvent donc être facilement modélisés en supposant que la lame d'eau infiltrée a la même composition en nitrates que l'eau du sol dans Ri.

Le taux de transfert peut être établi en prenant en compte la part d'eau en transit dans Ri qui alimente par percolation le réservoir Ns. Le volume d'eau contribuant à la recharge des nappes (noté VRi-Ns) pendant la période considérée (entre t_0 et t_n) est calculé par différence entre la lame d'eau drainée par Ns notée $\Sigma \text{QNs (tot)}$ et la lame d'eau qui se serait écoulée en absence de recharge, notée $\Sigma \text{QNs (sr)}$:

$$\text{VRi-Ns} = \Sigma \text{QNs (tot)} - \Sigma \text{QNs (sr)} = \text{QNs}(t_0) / (\alpha_{\text{Ns}} \times 365,25) \times \{1 - \exp[-\alpha_{\text{Ns}} \times (t_n - t_0)]\} \quad (4.13)$$

QNs (t_0) désignant le débit des nappes superficielles juste avant la crue (en mm/an) et α_{Ns} le coefficient de tarissement de Ns (en j^{-1}).

Le cas de 5 crues sur le bassin du Girou a été plus particulièrement traité (tableaux 4.11a, b, c et d), faisant apparaître un flux de percolation maximum au cours de la crue de Février 1984 (8,28 mm en moins de 13 jours). La contribution des flux de percolation au débit de Ns, notée (1-X1), varie entre 14% en Mars 1983 et 63% pour Février 1984.

Tableau 4.11a- Détermination des flux de percolation entre Ri et Ns (notés VRi-Ns) au cours de 5 crues sur le bassin du Girou.

Crue	Mars 1983	Janvier 1984	Février 1984	Mai 1984	Mars 1985
Durée (jours)	3.88	24.94	12.93	15.16	11.14
$\Sigma \text{QNs (tot)}$	1.95	6.35	13.07	4.02	4.66
$\Sigma \text{QNs (sr)}$	1.67	4.18	4.79	3.01	3.57
$X1 = \Sigma \text{QNs (sr)} / \Sigma \text{QNs (tot)}$	0.86	0.66	0.37	0.75	0.77
$1 - X1 = \text{VRi-Ns} / \Sigma \text{QNs (tot)}$	0.14	0.34	0.63	0.25	0.23
VRi-Ns (mm)	0.28	2.17	8.28	1.01	1.09

Dans la mesure où les nitrates sont très mobiles, le suivi de leur concentration dans Ns constitue un traceur des flux de percolation. Aussi, en comparant la teneur des eaux en nitrates avant la crue (Qmin 1 ou point A) et après la crue (Qmin 2 ou point B), on apprécie les variations de concentration dans Ns, dépendantes des transferts de Ri vers Ns.

En appliquant le modèle de mélange à quatre réservoirs pour les points A et B (tableau 4.11b), on observe un biais systématique qui tend à surestimer la teneur en nitrates au point A et à la sous-estimer au point B. Ceci se vérifie plus précisément pour les crues de Janvier, Février et Mai 1984.

Tableau 4.11b- Prévisions des teneurs en nitrates avant la crue (point A) et après la crue (point B) par application directe du modèle de mélange à 4 réservoirs de composition constante.

Crue	Mars 1983	Janvier 1984	Février 1984	Mai 1984	Mars 1985
NO ₃ ⁻ Rs	44.13	56.40	24.85	40.99	17.62
NO ₃ ⁻ Rh	35.94	60.49	50.05	67.34	43.90
NO ₃ ⁻ Ns	41.49	38.45	51.60	37.53	38.87
Point A (avant la crue)					
NO ₃ ⁻ (mesure)	38.10	23.80	41.10	29.80	37.20
%Rs	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
%Rh	0.20	0.00	0.16	0.00	0.07
%Ns	0.73	0.79	0.70	0.91	0.85
%Np	0.07	0.21	0.12	0.09	0.07
NO ₃ ⁻ (modèle)	37.51	29.01	44.61	34.36	37.86
Point B (après la crue)					
NO ₃ ⁻ (mesure)	35.60	39.80	49.10	41.10	36.40
%Rs	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02
%Rh	0.35	0.17	0.00	0.14	0.39
%Ns	0.55	0.69	0.94	0.73	0.50
%Np	0.10	0.11	0.06	0.13	0.09
NO ₃ ⁻ (modèle)	35.62	37.73	48.73	35.87	36.84

□ Dynamique des nitrates au niveau des nappes superficielles

Afin d'améliorer le modèle proposé, le flux de percolation entre Ri et Ns a été pris en compte, débouchant naturellement sur un écoulement Ns à teneur variable en nitrates. Considérant le point A, l'estimation de la teneur en nitrates dans Ns est déterminée de la manière suivante :

$$\text{NO}_3^- \text{ Ns (pt A)} = \text{NO}_3^- (\text{mes.}) \times \text{Qt} / \text{QN}_s - \text{NO}_3^- \text{ Rh} \times \text{QRh} / \text{QN}_s - \text{NO}_3^- \text{ Rs} \times \text{QRs} / \text{QN}_s \quad (4.14)$$

Considérant le point B, la teneur en nitrates dans Ns est estimée en corrigeant la teneur initiale (point A) par le flux de percolation de Ri.

Par application d'un modèle simple de mélange à deux pôles, on obtient :

$$\text{NO}_3^- \text{ Ns (point B)} = \text{NO}_3^- \text{ Ns (point A)} \times \text{X1} + \text{NO}_3^- \text{ Ri} \times (1-\text{X1}) \quad (4.15)$$

Tableau 4.11c- Composition des nappes superficielles en nitrates aux points A et B après prise en compte des flux de percolation.

Crue	Mars 1983	Janvier 1984	Février	Mai 1984	Mars 1985
NO ₃ ⁻ Ns (point A)	42.29	30.17	46.56	32.71	39.84
NO ₃ ⁻ Ns (point B)	41.38	40.53	48.77	41.41	40.79

Une nouvelle estimation de la teneur en nitrates après la crue (point B) peut ainsi être proposée (tableau 4.11d) :

$$\text{NO}_3^- \text{ tot (pt B)} = \text{NO}_3^- \text{ Rs} \times \text{QRs} / \text{Qt} + \text{NO}_3^- \text{ Rh} \times \text{QRh} / \text{Qt} + \text{NO}_3^- \text{ Ns (pt B)} \times \text{QN}_s / \text{Qt} \quad (4.16)$$

Les deux modèles testés, à savoir le modèle à composition constante et le modèle à teneur en nitrates variable dans Ns, sont comparés en fonction de leur aptitude à prévoir l'écart de composition entre le point A et le point B.

Tableau 4.11d- Estimation des teneurs en nitrates aux points A et B établies à partir d'un modèle à composition variable pour Ns. Comparaison des deux modèles testés en fonction de leur aptitude à prévoir l'écart NO_3^- (B) - NO_3^- (A).

Crue	Mars 1983	Janvier 1984	Février	Mai 1984	Mars 1985
NO_3^- (point A)	38.10	23.80	41.10	29.80	37.20
NO_3^- (point B)	35.56	39.87	46.06	39.77	37.79
NO_3^- (B) - NO_3^- (A)					
Mesure	-2.50	16.00	8.00	11.30	-0.80
Modèle NO_3^- Ns constant	-1.89	8.72	4.11	1.51	-1.03
Modèle NO_3^- Ns variable	-2.54	16.07	4.96	9.97	0.59

D'un point de vue descriptif, le modèle à composition variable, qui tient compte des flux de percolation entre Ri et Ns, est plus performant que le modèle simple à composition constante. Les échanges de nitrates entre le réservoir intermédiaire et le réservoir de nappe superficielle, augmentent la teneur en nitrates dans Ns qui passe de 23,80 mg/L au 10 Janvier 1984 à 46,06 mg/L au 15 Février 1984. Un lessivage de même nature, faisant suite aux épandages d'azote de printemps, conduit à une hausse très significative des teneurs en nitrates dans Ns qui passent de 29,80 mg/L à 39,77 mg/L sous l'effet de la crue de Mai 1984.

Le lessivage des nitrates produit une redistribution verticale de cette substance. En période d'hiver, les sols sont gorgés d'eau ce qui encourage le transfert de nitrates ; après la crue de Février 1984, les teneurs en nitrates dans Ns et Ri sont à peu près identiques, ce qui traduit une homogénéisation de la distribution des nitrates entre le domaine non-saturé des sols et les nappes.

3.3.3- Estimation de la réserve utile RU

Une estimation de la réserve utile peut également être fournie en suivant les variations de concentration en nitrates dans le réservoir intermédiaire Ri. Entre Janvier 1983 et Mars 1983, la teneur en nitrates dans Ri passe de 60 mg/L à 35 mg/L tandis que le flux de sortie (écoulement hypodermique + flux de percolation VRi-Ns) est estimé sur la même période à 50 mm. La diminution de teneurs est interprétée comme le résultat d'une dilution de la solution du sol par les eaux de pluie. En supposant qu'entre ces deux dates, les sols sont à la capacité au champ, et que les flux d'azote apportés par les pluies sont négligeables, on en déduit la réserve utile des sols :

$$\text{RU} = \text{NO}_3^- \text{ Ri (début hiver)} / [\text{NO}_3^- \text{ Ri (début hiver)} - \text{NO}_3^- \text{ Ri (fin hiver)}] \times [\Sigma \text{QRi} + \text{VRi-Ns}] \quad (4.17)$$

Soit $\text{RU} = 60 / (60 - 35) \times 50 = 120 \text{ mm}$

Cette valeur, parfaitement concordante avec celle fournie par Probst (1983), valide a posteriori la validité de cette approche et des résultats fournis par le modèle de mélange.

3.3.4- Stock d'azote dans les sols

Au vu des résultats obtenus, l'hypothèse d'un écoulement intermédiaire Ri à composition constante se révèle parfaitement acceptable à l'échelle d'une crue. La réserve utile des sols, estimée préalablement à 120 mm, constitue un réservoir de nitrates très important qui peut transiter dès lors qu'une fraction de cette eau retenue devient gravitaire. Les eaux de percolation, qui alimentent à la fois l'écoulement intermédiaire Ri et la recharge des nappes superficielles Ns, auraient une teneur en nitrates identique à l'eau retenue dans les sols. Prenant une teneur en nitrates de 60 mg/L dans Ri (Janvier 1984) et supposant que la capacité au champ est atteinte ($\text{RU} = 120 \text{ mm}$), on obtient un réservoir de nitrates équivalent à :

$60 \text{ mg/L} \times 120 \text{ L/m}^2 = 7200 \text{ mg/m}^2$ soit 72 kg/ha .

L'équivalent azoté représente $72 \times 14/62 = 16,25 \text{ kg N / ha}$.

Au cours du cycle hydrologique 1983-1984, le flux de nitrates est estimé à 44 kg/ha, ce qui est inférieur aux quantités présentes dans les sols pendant l'hiver. Cet écart illustre l'existence de mécanismes de régulation des flux d'azote, probablement liés à la dénitrification dans les zones humides et au prélèvement des plantes cultivées qui profitent du reliquat de sortie d'hiver.

En Mars, les teneurs en nitrates sont voisines de 40 mg/L, à la fois dans Ri et dans Ns, ce qui correspond à un stock de nitrates équivalent à $40 \times 120 / 100 = 48$ kg/ha. A noter que le flux de nitrates relevé entre Novembre 1983 et Mars 1984 atteint 28 kg/ha, ce qui est très proche de la variation de stock : $72 - 48 = 24$ kg/ha.

3.3.5- La dénitrification et le métabolisme des cours d'eau

La dénitrification a une action régulatrice importante sur les exportations d'azote d'un bassin versant ou de la parcelle cultivée (Hénault, 1995). Sur le bassin de la Garonne, les ripisylves participent pour une grande part au contrôle des flux de nitrates (Ruffinoni, 2004). L'oxydation de la pyrite, mentionnée sur des cours d'eaux de Bretagne (Pauwels *et al.*, 1995) et d'Angleterre (Lawrence et Foster, 1986) aurait ici une action très limitée. Des études in-situ montrent que le carbone organique dissous (Baker *et al.*, 2004), agent réducteur, active les mécanismes de dénitrification après les épisodes de crue. La matière organique étant généralement le facteur limitant de la dénitrification en milieu réducteur, les zones humides richement dotées en substrat carboné sont des lieux particulièrement actifs (Peterjohn et Correl, 1984 ; Trolard *et al.* : 1995, 1998).

Une équation-bilan, mettant en jeu la matière organique (CH_2O) comme agent réducteur est établie (Sigg, Behra et Stumm, 2000) :



Des approches statistiques simples mettant en relation le taux d'exportation (E/I) d'azote en fonction du débit (Q_t) permettent d'estimer les pertes d'azote dans le cours d'eau par dénitrification et prélèvements biologiques (Probst, 1983) :

$$E/I = a.Q_t + b$$

$$\text{Soit : } E = a.Q_t.I + b.I = \alpha - \beta \quad (4.19)$$

Le terme α correspond à l'exportation réelle d'azote et β représente la diminution de concentration d'azote associée au rythme de prélèvement des nitrates par les plantes aquatiques et à la dénitrification dans les ripisylves.

Par conséquent, le taux d'azote consommée dans la rivière (T_c), correspond au rapport entre les prélèvements de la rivière (β) et l'exportation réelle d'azote (α) : $T_c = \beta/\alpha = b / (a.Q_t)$.

Dans le cas du Girou et de la Garonne, on obtient respectivement :

$$T_c = 0,048 / (9,67.10^{-4}.Q_t) = 49,63 / Q_t \quad (4.20)$$

$$T_c = 0,106 / (8,9.10^{-4}.Q_t) = 119,1 / Q_t \quad (4.21)$$

Plus le débit est fort et plus le taux de consommation T_c par la rivière est réduit. La régulation biologique du transfert d'azote dissous opère pleinement en période d'étiage, c'est-à-dire lorsque le temps de séjour des eaux se prolonge.

D'après ces résultats, l'eau de rivière est entièrement épurée lorsque $Q_t < 50$ mm/an dans le cas du Girou et lorsque $Q_t < 119$ mm/an dans le cas de la Garonne. Ce résultat correspond à une teneur faible (voire négative) de nitrates dans les nappes profondes N_p , conformément aux distributions obtenues par le modèle de mélange. Les nappes sont le siège de la dénitrification, comme l'ont montré plusieurs auteurs par des méthodes isotopiques utilisant le $\delta^{15}\text{N}$ (Mariotti *et al.*, 1988 ; Brandes *et al.* ; 1996), chimiques (Smith *et al.*, 1986) ou par des études in situ (Trudell *et al.*, 1991).

Considérant le débit moyen annuel de chaque bassin, le taux de reprise par la rivière T_c est estimé à 38,5% pour le Girou ($Q_t = 129$ mm/an) et à 31,1% pour la Garonne ($Q_t = 383$ mm/an).

Des approches comparables appliquées à la Meuse et à l'Escaut (Billen *et al.*, 1982) font état de taux de consommation T_c atteignant respectivement 25% et 75%.

Ainsi, le bilan des pertes d'azote doit prendre en compte la part dénitrifiée et/ou prélevée par la rivière qui représente ici environ 35% des apports réels.

3.4- La signature géochimique des karsts

L'incapacité des modèles testés à retranscrire les variations de la conductivité des eaux, sur le bassin de la Garonne amont et à son exutoire de La Réole, pointe les carences de l'approche adoptée en cas d'écoulement intermittent et différé. L'observation, à différentes échelles de temps, des variations de la conductivité, révèle la contribution de réseaux karstiques dont la signature chimique est univoque.

3.4.1- A l'échelle de quelques jours : asymétrie entre l'avant-crue et l'après-crue

Sur la Garonne amont, le suivi de la conductivité (tableau 4.12 et figure 4.6) au cours des crues survenues entre Août 1999 et Juillet 2000 révèle une dissymétrie entre l'avant-crue et l'après-crue ; l'après-crue, après atténuation de l'onde turbide, présente une conductivité très supérieure à l'avant-crue. Par ailleurs, à la pointe de crue, la conductivité fléchit très significativement. L'échelle de temps est de quelques jours. La succession de crues conduit à un accroissement de la conductivité des eaux, en partie occulté par le fléchissement furtif de ce paramètre qu'accompagne le pic contributif du ruissellement observé lorsque la teneur MES est maximum.

Tableau 4.12- Comparaison de la conductivité (Co) et du débit total (Qt) à trois moments spécifiques : l'avant-crue (to), la pointe de crue (t1) et l'après-crue (t2) pour 8 crues de la Garonne amont (station de Toulouse) au cours du cycle hydrologique 1999-2000.

Crue	Date (to)	date (t1)	date (t2)	Co (to)	Co (t1)	Co (t2)	Qt (to)	Qt (t1)	Qt (t2)
1	26/07/99	03/08/99	07/08/99	235	229	296	429	1595	470
2	12/11/99	15/11/99	22/11/99	242	230	264	252	564	437
3	13/12/99	20/12/99	04/01/00	248	272	313	237	1759	413
4	14/02/00	18/02/00	25/02/00	250	240	278	267	4754	410
5	26/03/00	29/03/00	31/03/00	235	235	260	293	490	448
6	21/04/00	24/04/00	31/03/00	221	204	237	455	1091	574
7	23/05/00	28/05/00	31/05/00	167	199	184	556	856	567
8	08/06/00	11/06/00	24/06/00	194	372	211	719	9351	628

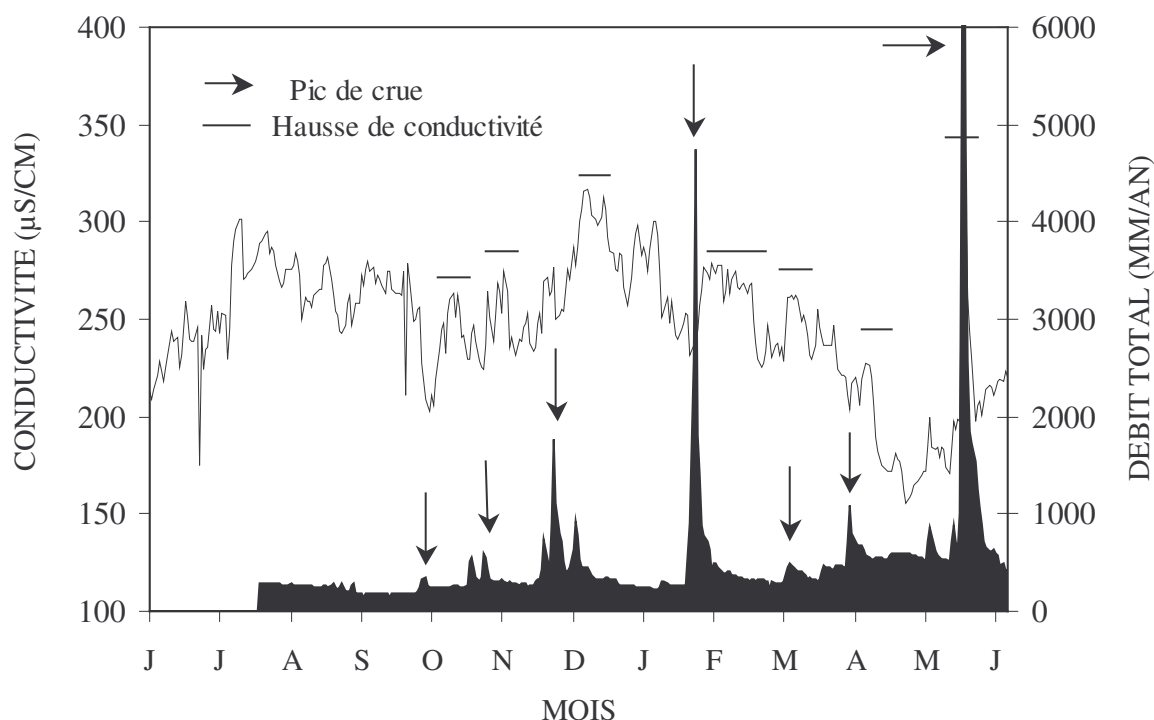


Figure 4.6- Fluctuations de la conductivité sur la Garonne (station de Toulouse, 10 000 km²) au cours d'un cycle annuel complet (8/1999 à 7/2000)

3.4.2- A l'échelle de quelques heures: décharge furtive des karsts

L'examen détaillé des crues de la Garonne met en évidence la décharge furtive des karsts ; seuls ses arrières effets sont durables. L'exemple de la crue décennale du 11 Juin 2000 illustre le caractère transitoire des mécanismes mis en jeu. Lors de cet épisode hydrologique, d'une amplitude exceptionnelle, les paramètres physico-chimiques ont pu être mesurés en continu. La conductivité augmente brutalement alors que la turbidité régresse, avant même que le pic de débit ne soit atteint. Le pic de conductivité (568 $\mu\text{S/cm}$) est obtenu le 12 Juin vers 7h alors que quelques heures plus tôt, la conductivité se situait aux alentours de 231 $\mu\text{S/cm}$ (à 2h30). Le laboratoire des eaux de la Haute-Garonne a procédé à des mesures de contrôle sur le site du Bazacle (Toulouse) afin de déterminer l'origine de ce pic de conductivité.

Les mesures du laboratoire confirment le pic de conductivité observé en station. Par ailleurs, le renforcement de la conductivité coïncide avec une augmentation très significative des teneurs en SO_4^{2-} et Ca^{2+} , et à un degré moindre des teneurs en Mg^{2+} , Na^+ et Cl^- . La lecture de ces analyses sous un angle géochimique (tableau 4.13) paraît nécessaire ; la détermination des pôles d'altération au cours de cette période offre effectivement un aperçu très explicite des mécanismes mis en jeu.

Tableau 4.13- Pôles d'altération (exprimés en $\mu\text{mol/L}$) au cours de la crue des 11 et 12 Juin 2000 et composantes du cycle du carbone : CO_2 carb, CO_2 sil, CO_2 cons et CO_2 tot.

	CaSO ₄	NaCl	Na sil	K sil	Ca sil	Mg sil	Dolomite	Calcite	CO ₂ carb	CO ₂ sil	CO ₂ cons	CO ₂ tot
2h30	156	169	53	87	21	17	133	815	1081	216	1297	2377
3h00	385	197	129	154	52	41	121	667	909	468	1378	2287
3h30	729	225	196	164	79	63	145	697	988	643	1631	2619
7h00	1542	366	329	169	132	105	211	715	1138	973	2111	3249
7h30	1354	366	286	156	114	92	213	819	1244	854	2098	3342

3.4.3- Distribution des éléments

L'examen de la distribution de certains éléments dans les réservoirs (tableau 4.14) fournit des informations importantes. Sur la Garonne amont, les eaux dont la conductivité est élevée correspondent au ruissellement de versant Rs(v) et à l'écoulement de base Rb. On s'aperçoit qu'entre le cycle moyen et la crue de Juin 2000, exceptionnelle par son ampleur, la conductivité augmente très significativement sur le ruissellement de surface (214 – 377 $\mu\text{S/cm}$) et sur l'écoulement de nappe superficielle (240 – 369 $\mu\text{S/cm}$). Des observations similaires sont faites pour le pH qui tend à s'alcaliniser lorsque les crues sont fortes.

Tableau 4.14- Caractéristiques chimiques des réservoirs identifiés mettant en évidence l'influence des karsts à différents niveaux, à l'échelle d'un cycle annuel complet et à l'échelle d'une crue.

	Garonne amont				Garonne aval	
	Conductivité ($\mu\text{S/cm}$)		pH		Ca ²⁺ ($\mu\text{mol/L}$)	
	Cycle complet	Juin 2000	Cycle complet	Juin 2000	Mai 1991	Cycle complet
Rs(v)	316	413	9.06	8.49	1532	1460
Rs(r)	197	155	7.35	8.07	1789	471
Rs	214	377	7.60	8.43	1687	800
Ri	261	222	8.67	8.39	863	1477
Ns	240	369	6.96	7.90	1557	1197
Np	338	387	7.83	8.20	149	712
Rb	274	376	7.25	8.06	997	996

Pour la Garonne aval, l'analyse se focalise sur la crue de Mai 1991 qui est le seul épisode hydrologique de forte amplitude ayant fait l'objet d'un suivi hydrochimique complet. La comparaison

des résultats obtenus sur cette crue avec les résultats moyens sur les 3 années d'étude révèle un renforcement très significatif des teneurs en Ca^{2+} dans le ruissellement de surface (800 1687 $\mu\text{mol/L}$).

3.4.4- Discussion

Sur la Garonne amont, l'augmentation de la conductivité s'explique principalement par un renforcement de l'altération du gypse et apparaît finalement peu liée à la dissolution de la calcite. On observe également une augmentation de la vitesse de dissolution de l'halite et des silicates en queue de ruissellement superficiel.

Ces éléments tendent à remettre en cause l'influence supposée des karsts dans l'apparition du pic de conductivité. On peut donc supposer qu'à l'échelle de quelques heures, la décharge des karsts n'est pas significativement incriminée dans les variations de la composition chimique des eaux. Par ailleurs, on note, avec un écart de 4 heures, une excellente corrélation positive entre la conductivité et la turbidité.

Il apparaît vraisemblable que le décapage de surface, par ablation directe de la roche-mère, génère un apport de matériaux solides qui se dépose en partie dans le lit de la rivière. Or, ces matériaux solides sont essentiellement constitués de fragments de roche friable qui libère en solution d'importantes quantités d'ions : la dissolution des évaporites, pour des raisons d'ordre cinétique, serait alors prédominante. A l'échelle de quelques heures, l'onde turbide précède l'onde salée, le second phénomène résultant du premier.

Sur le bassin de la Garonne aval, l'analyse des crues ne permet pas de mettre en évidence un accroissement significatif de la teneur en sulfates. L'accroissement de la conductivité et des teneurs en Ca^{2+} sont plus probablement liés à la décharge des karsts qui drainent des eaux très concentrées en raison d'une circulation intermittente et d'un temps de séjour prolongé dans les réseaux souterrains.

4- Lecture géochimique

Le bilan géochimique, appliqué au réseau de stations du bassin de la Garonne, permet de mettre en lumière plusieurs points :

- (1) établir les caractéristiques géologiques du bassin et la distribution spatiale des pôles d'altération ;
- (2) apprécier les variations saisonnières des dynamiques d'altération et ainsi préciser la distribution verticale des pôles géochimiques, en lien avec les cycles naturels biogéochimiques ;
- (3) interpréter les variations ponctuelles en période de crue, ce qui offre la possibilité de caractériser les réservoirs superficiels d'un point de vue géochimique ;
- (4) apprécier les variations inter-annuelles du bilan géochimique gouvernées par le climat et éventuellement soumise à une perturbation anthropique ;

4.1- Variations saisonnières et inter-annuelles

L'examen des variations saisonnières et inter-annuelles du bilan d'altération est d'abord mené d'un point de vue descriptif. Dans un second temps, les observations sont décryptées par l'interprétation des résultats obtenus par les modèles de mélange.

4.1.1- Variations saisonnières

Le bilan d'altération a été réalisé mois par mois à partir de la composition chimique moyenne des eaux de drainage au cours d'une période de 30 ans. Les variations saisonnières des bilans d'altération et de la contribution des différents pôles géochimiques peuvent alors être examinés.

Dans les grandes lignes, on s'aperçoit que le rythme de dissolution (exprimé en $\mu\text{mol/L}$) des roches carbonatées culmine pendant l'hiver et au contraire régresse pendant la période estivale.

L'analyse des variations de contribution des roches carbonatées au bilan d'exportation du CO_2 total ($\text{FR} = \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}$), en s'appuyant sur les données hebdomadaires de La Réole (1989-91) fait

apparaître un renforcement très significatif du pôle carbonates en période de crue, indiquant l'existence d'un réservoir réactif d'un point de vue géochimique. La recharge des aquifères superficiels provoquerait selon toute vraisemblance une recirculation des eaux au niveau des réseaux karstiques. L'allongement du temps de résidence des eaux dans les karsts, favorise la concentration des eaux par dissolution des carbonates. En cas de vidange de ces réservoirs souterrains à écoulement intermittent, la signature géochimique est explicite (Lepiller, 1980 ; Amiotte-Suchet et Probst, 1996).

Les silicates présentent un comportement inverse : leur contribution à l'érosion chimique est maximale pendant l'été et minimale au printemps. En fait, les silicates sont très résistants à l'altération si bien que la recharge des nappes superficielles s'accompagne d'une dilution des aquifères profonds au niveau desquels les espèces chimiques se concentrent. Des relations empiriques (tableau 4.15), de type bi-logarithmique, ont été établies (1) entre le débit total et CO_2 sil, désignant la teneur en CO_2 provenant de l'altération des silicates, (2) entre Q_t et CO_2 carb, désignant la teneur en CO_2 provenant de l'altération des carbonates et (3) entre Q_t et FCO_2 , désignant le bilan de consommation du CO_2 , exprimé en $\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

Tableau 4.15- Relations entre le débit total Q_t et les termes du bilan du CO_2 sur le bassin de la Garonne aval (station de La Réole) et du Girou (station de Cépet).

Paramètre	Unité	Equation	Garonne aval			Girou		
			a	b	R^2	a	b	R^2
CO_2 sil	$\mu\text{mol/L}$	$\text{CO}_2 \text{ sil} = a.Q_t^b$	19700	-0,756	0,81	3125	-0,492	0,68
CO_2 carb	$\mu\text{mol/L}$	$\text{CO}_2 \text{ carb} = a.Q_t^b$	342	0,187	0,54	2466	0,036	0,09
FCO_2	$\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$	$\text{F CO}_2 = a.Q_t^b$	0,112	0,887	0,978	0,175	0,965	0,989

Les résultats confirment les observations précédentes. On note une dilution très significative des teneurs en CO_2 sil ($b < 0$) et une concentration plus équivoque de CO_2 carb. A débit croissant, le bilan de consommation du CO_2 augmente aussi bien sur le pôle carbonates que sur le pôle silicates ($b > -1$). Le bilan de consommation du CO_2 , livré par FCO_2 , est globalement moins que proportionnel au débit ($b < 1$) ce qui témoigne d'un rendement d'altération plus faible lorsque le drainage s'intensifie.

Par ailleurs, on observe un net accroissement de concentration des éléments libérés par dissolution des sels (Cl, S) au cours de la période estivale, notamment sur le Girou. A l'évidence, faute d'évaporites sur le bassin, la présence de chlorures à des teneurs élevées s'explique par concentration des solutions.

Après correction, on s'aperçoit qu'à débit faible (P/D fort), la fourniture géochimique de chlorures est relativement faible. La corrélation Na/Cl n'est plus observée ce qui démontre un comportement mimétique lié à la concentration par évaporation, sans interférence biogéochimique majeure. La dissolution de chlorure de potassium, apporté pour les besoins de la fertilisation, expliquerait en partie le bruit de fond des chlorures, déduction faite des apports par les pluies.

Une correction du même ordre amène une bonne corrélation entre les teneurs en nitrates et les teneurs en sulfates (figure 4.7). Cette corrélation suggère que l'essentiel des sulfates retrouvés dans les eaux de drainage ne provient pas de la dissolution du gypse ni de la pyrite, mais plutôt de la dissolution des engrais azotés acidifiants de type sulfate d'ammonium $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, très fréquemment utilisés sur sols calcaires. Cette hypothèse semble être confirmée par la concordance entre les rapports stoechiométriques du sulfate d'ammonium et la pente de la droite reliant $[\text{NO}_3^-]$ et $[\text{SO}_4^{2-}]$.

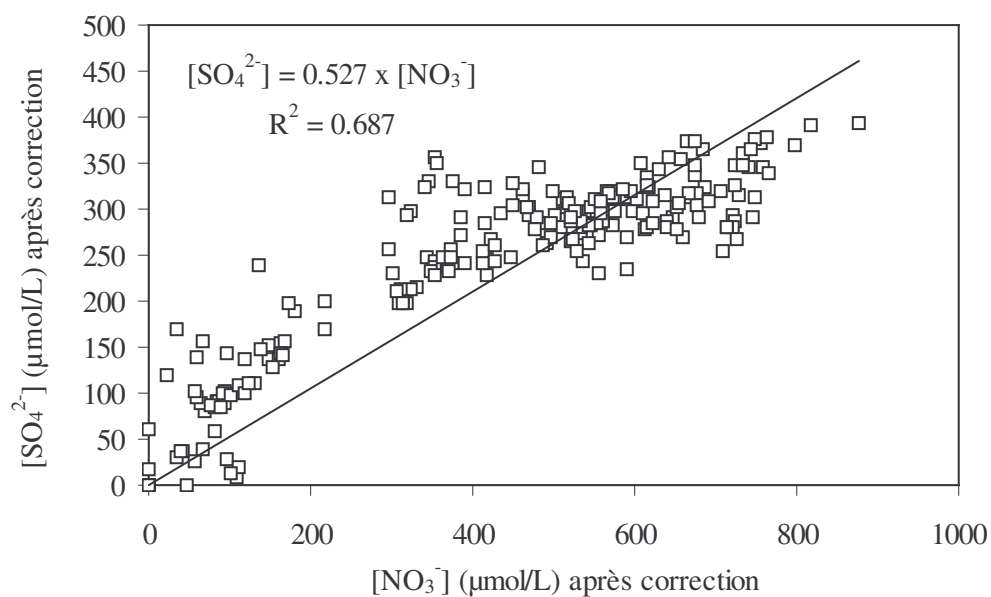


Figure 4.7- Relation entre les teneurs en nitrates et en sulfates, après correction des apports par les pluies sur le bassin versant du Girou.

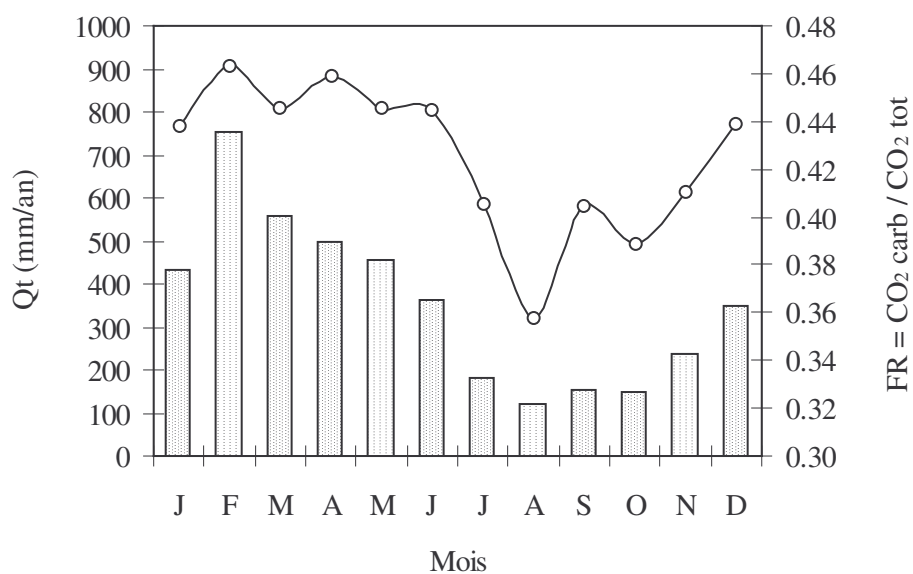


Figure 4.8- Variations mensuelles de la part contributive des carbonates ($FR = \text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}$) au bilan d'exportation du CO_2 total sur le bassin de la Garonne (station de Couthures, moyenne 1971-91).

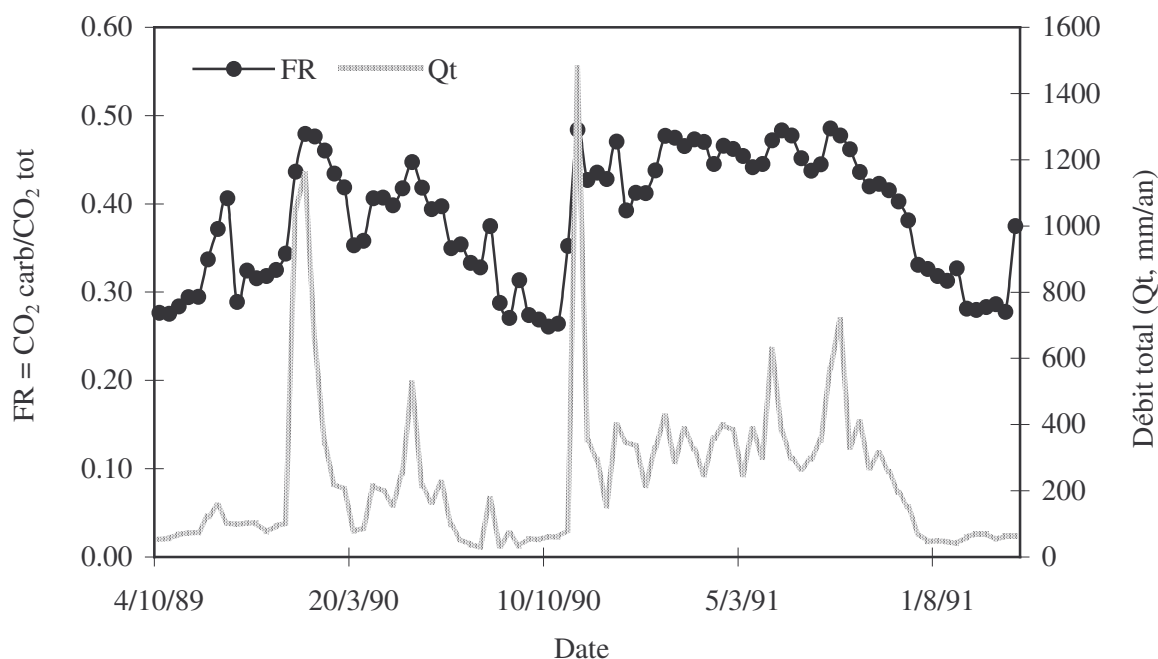


Figure 4.9- Variations saisonnières de la part contributive des carbonates ($FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$) au bilan d'exportation du CO_2 total sur le bassin de la Garonne aval (station de La Réole, 1989-1991).

4.1.2- Variations inter-annuelles

Le bilan d'altération de la Garonne a pu être établi le long de trois cycles hydrologiques annuels. Le premier cycle (1989-90) se caractérise par une sécheresse intense, le second demeure relativement peu arrosé tandis que le troisième se rapproche d'une année moyenne.

Le cycle le plus sec présente un bilan d'altération très ralenti, tant du point de vue de l'érosion chimique que du point de vue de l'érosion mécanique. Les concentrations de CO_2 équivalentes à la consommation par dissolution des carbonates et hydrolyse des silicates sont déterminées. Le tableau 4.16 révèle que l'altération des silicates contribue fortement au bilan d'altération en cas d'année sèche tandis que la dissolution des carbonates est fortement réduite (Semhi, 1996).

Ces observations confirment les mécanismes évoqués précédemment, consistant en (1) la contribution intermittente des karsts, drainant des eaux fortement concentrées en Ca et Mg et (2) en une dilution des aquifères profonds – par les compartiments de surface – au niveau desquels les silicates sont préférentiellement soumis à l'altération.

Les grandes variations inter-annuelles observées témoignent du fait que le facteur climatique conditionne et module la réponse géochimique d'un bassin versant. Autrement dit, l'approche géochimique livre des clés d'interprétation générales pour appréhender la physiologie naturelle des bassins versants. Or, les mécanismes décelés sont susceptibles d'être modulés par des perturbations d'origine anthropique, auquel cas leur identification ne doit souffrir d'aucune ambiguïté.

Tableau 4.16- Norme d'altération moyenne annuelle établie pour trois cycle hydrologiques sur le bassin de la Garonne, à la station de la Réole. Détermination de la vitesse d'érosion chimique (VCh) et de la vitesse d'érosion mécanique (Vm). Comparaison avec la moyenne établie à Couthures sur la moyenne des données chimiques recueillies sur la période 1971-1985.

	Qt	Vm	VCh	VCh - Vm	CO ₂ sil.	CO ₂ carb.	CO ₂ tot.	F CO ₂	Re
1989-90	192	8,1	7,2	-0,9	394	629	1652	8,1	3,61
1990-91	289	18,3	8,4	-11,6	241	834	1909	14,4	3,28
1971-85	363	-	10,3	-	262	1027	2316	20,5	3,15

La détermination du bilan de consommation de CO_2 par altération géochimique, à partir des données chimiques recueillies à la station de Couthures sur la période 1971-1985, permet d'établir un flux moyen équivalent à $20,5 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

De manière générale, la consommation de CO_2 augmente en même temps que le débit (Probst, 1992 ; Amiotte-Suchet, 1993 ; Amiotte-Suchet et Probst, 1996). Les flux les plus faibles sont relevés sur le cycle 1989-90 ($\text{FCO}_2 = 8,1 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) pour $Q_t = 192 \text{ mm/an}$ alors que la consommation de CO_2 est maximale en 1978 ($\text{FCO}_2 = 28,8 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) pour $Q_t = 531 \text{ mm/an}$.

Une corrélation est clairement établie entre l'écoulement moyen annuel Q_t et le flux de consommation de CO_2 noté FCO_2 .

$$\text{FCO}_2 (\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}) = 0,107 \times Q_t^{0,90} \quad R^2 = 0,94 \quad (4.22)$$

L'équation indique, comme précédemment à l'échelle saisonnière, que le flux de consommation de CO_2 augmente avec le débit et que le rendement d'altération fléchit à mesure que le drainage s'intensifie.

La mobilité de la silice est également contrôlée par l'intensité de drainage, comme le montrent les variations du rapport Re . En cas d'année sèche (ex : cycle 1989-90), le rapport Re moyen est fort ($\text{Re} = 3,61$) indiquant une faible mobilité de la silice qui reste dans les profils d'altération. La formation de smectites prévaut. Lorsque le drainage augmente, l'évacuation de silice en solution s'accroît ce qui encourage la formation de kaolinite. Pour la moyenne 1971-85 ($\text{Re} = 3,15$), on évalue un bilan équivalent à 42,5% de kaolinite et 57,5% de smectites.

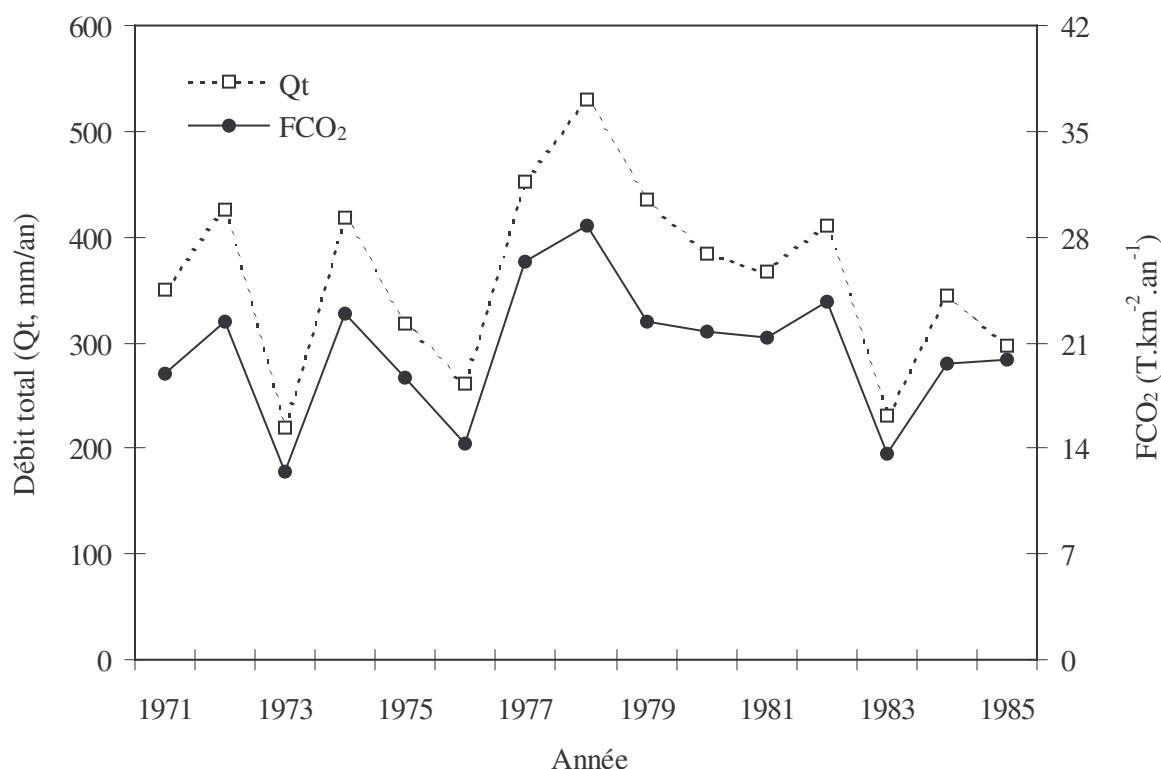


Figure 4.10- Variations comparées du débit moyen annuel (Q_t , mm/an) et du flux de consommation de CO_2 (FCO_2 , $\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) au cours de la période 1971-85 à l'exutoire de Couthures (Garonne aval, 52000 km²).

4.1.3- Approche analytique

Les variations saisonnières du bilan d'altération s'interprètent parfaitement à la lumière des modèles de mélange, appliqués à chaque bassin versant.

En considérant l'hydrogramme annuel "statistique", on détermine la répartition des pôles d'altération dans chacun des 3 réservoirs Ri, Rb et Rf (données non présentées).

On obtient une distinction très nette entre Ri et Rb. L'écoulement intermédiaire est dominé par les carbonates, comme l'illustre le facteur lithologique ($FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$) qui varie entre 0,47 à Pinsaguel et 0,50 à Cépet et à Couthures. La contribution des silicates se manifeste dans le réservoir Rb au niveau duquel FR oscille entre 0,24 à Cépet et 0,42 à Valentine. L'écoulement de fonte des neiges dilue les écoulements précédents et ne contribue pas fortement au bilan d'altération.

Par ailleurs, l'influence des karsts se manifeste sur le bassin de la Garonne aval par une forte contribution des roches carbonatées au bilan de consommation du CO_2 .

L'analyse plus spécifique des crues permet d'établir la norme d'altération des 4 réservoirs Rs, Ri, Ns et Np et d'identifier la distribution des pôles géochimiques dans le paysage (tableaux 4.17 et 4.18).

Tableau 4.17- Norme d'altération établie pour les 4 réservoirs Rs, Ri, Ns et Np sur le bassin versant de la Garonne aval et sur le bassin versant du Girou.

		Qk	NaCl	KCl	Ca(ev)	NaSil	KSil	CaSil	MgSil	CaCO ₃	Dolomie
Girou	Rs	14	585	98	274	20	10	8	6	1007	318
	Ri	66	479	12	357	89	32	36	28	1684	903
	Ns	29	523	2	162	192	25	77	61	2375	500
	Np	11	0	0	0	626	40	250	200	600	120
	R ²		0.16	0.64	0.92	0.79	0.08	0.79	0.79	0.30	0.38
Garonne aval	Rs	47	255	44	145	26	16	10	8	617	226
	Ri	100	204	20	177	229	47	92	73	633	163
	Ns	59	61	-10	152	151	27	60	48	727	127
	Np	36	0	0	0	530	50	212	170	280	56
	R ²		0.48	0.45	0.20	0.77	0.52	0.77	0.77	0.23	0.59

Tableau 4.18- Bilan de consommation du CO_2 établi pour les 4 réservoirs Rs, Ri, Ns et Np sur le bassin versant de la Garonne aval et sur le bassin versant du Girou.

		Qk	CO ₂ carb	CO ₂ sil	CO ₂ cons	CO ₂ tot	FR	FCO ₂
Girou	Rs	14	1643	58	1701	3345	0.49	1.1
	Ri	66	3489	249	3738	7227	0.48	10.9
	Ns	29	3375	494	3868	7243	0.47	4.9
	Np	11	840	1568	2408	3248	0.26	1.1
	R ²		0.59	0.77	0.39	0.45	0.84	
Garonne aval	Rs	47	879	80	767	1838	0.48	1.6
	Ri	100	742	606	1132	1874	0.41	5.0
	Ns	59	910	395	1234	2144	0.42	3.2
	Np	36	392	1343	1735	2128	0.18	2.8
	R ²		0.40	0.76	0.65	0.29	0.72	

En faisant l'hypothèse que les fortes teneurs en chlorures et en sulfates relevées en période de basses eaux sont liées à la concentration des eaux de pluie par évaporation, on obtient un écoulement de nappe profonde exempt d'évaporites. La forte proportion de KCl dans le ruissellement superficiel correspond probablement à la dissolution des engrais potassiques.

La répartition des silicates témoigne de la présence du front d'altération géochimique dans Np au niveau duquel les teneurs sont maximales. Seuls les feldspaths potassiques manifestent un comportement équivoque en raison d'une cinétique d'altération ralentie (solution concentrée).

Le pôle des roches carbonatées se caractérise par les faibles teneurs du réservoir profond Np, compensées par les réservoirs Ri et Ns dans le cas du Girou, Rs, Ri et Ns dans le cas de la Garonne aval. Les fortes teneurs relevées dans Ri et Ns reflètent l'effet acidifiant des engrais azotés qui stimulent la décarbonatation. La percolation des solutions dans les profils de sol s'accompagne d'une précipitation de calcite rendue possible par les conditions de pH (> 8,3) et de minéralité croissante. C'est vraisemblablement ce mécanisme d'acidification dans Ri et Ns et de pétrification dans Np qui justifie les écarts observés dans le cas du Girou. Dans le cas de la Garonne aval, le ruissellement superficiel présente une forte proportion de carbonates qui paraît liée à la mise en solution des particules solides arrachées et transportées dans la rivière. L'influence des karsts se manifeste plus particulièrement dans Ri et Ns.

La détermination du bilan de consommation du CO₂ fait ressortir les points évoqués précédemment et met en évidence la prépondérance du pôle silicaté dans Np (FR = 0,18 et 0,26) et du pôle carbonaté dans Rs, Ri et Ns (FR > 0,40). En période de crue et en période de hautes eaux, lorsque la contribution des réservoirs de surface augmente, il est logique d'observer un accroissement du facteur lithologique FR qui traduit en fait le fléchissement de la participation de Np au bilan d'altération.

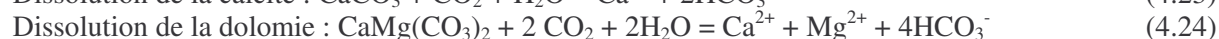
Les fluctuations du bilan d'altération, à l'échelle d'une crue, d'une saison ou à l'échelle inter-annuelle ne font que traduire les différences de contribution des réservoirs dont les caractéristiques géochimiques sont très distinctes.

Le flux de consommation du CO₂ (FCO₂) est établi réservoir par réservoir, mettant en évidence le rôle prépondérant de l'écoulement intermédiaire dans le cas du Girou (10,9 T.km⁻².an⁻¹) et de la Garonne aval (5 T.km⁻².an⁻¹).

4.2- Le cycle biogéochimique des éléments majeurs

4.2.1- Cycle du calcium : aperçu de la décarbonatation des sols

L'altération des carbonates, conduisant à la brunification des sols, peut être formalisée par les équations suivantes :



Par conséquent, la décarbonatation des sols peut être envisagée par l'examen de la composition des eaux de drainage, en prenant en compte les flux de Ca et Mg, après avoir décompté la part contributive des silicates et de l'eau de pluie.

□ Bilan des sols molassiques

Les sols molassiques situés sur les plaines alluviales de la Garonne sont composés de matériaux carbonatés très érodibles. Leur répartition dans le paysage et leur caractérisation (sols bruns calcaires, sols bruns calciques, sols bruns lessivés, sols hydromorphes) a été analysée par plusieurs auteurs (Cavaille, 1969; Hubschman, 1975; Barlier, 1977; Revel, 1982).

En prenant le cas du bassin du Girou, le bilan de décarbonatation a pu être réalisé. Il faut d'abord préciser que la proportion de calcite et dolomite est voisine de 24% dans les molasses (Crouzel, 1972). Ensuite, la densité de la molasse se situe aux alentours de 2 T/m³ de sorte que l'approfondissement du front de décarbonatation nécessite la dissolution de 480 kg/m² de roche carbonatée. Le bilan d'altération définit une dissolution moyenne annuelle équivalente à 1895 µmol/L CaCO₃ (soit 189,5 mg/L de calcite) et 296 µmol/L CaMg(CO₃)₂ (soit 54,46 mg/L de dolomite).

La vitesse d'altération des roches carbonatées dans la molasse atteint, pour un drainage Qt équivalent à 117 mm/an :

$$243.96 \text{ mg/L} \times 117 \text{ L.m}^{-2}.\text{a}^{-1} = 28543 \text{ mg.m}^{-2}.\text{a}^{-1}.$$

La vitesse d'approfondissement du front de décarbonatation (Vd) est donc estimée à :

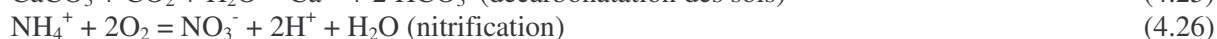
$$Vd = 28543 \times 10^{-6} / 480 = 59,46.10^{-6} \text{ m/an (soit } 59,46 \text{ m/Ma)}.$$

Ce qui définit une progression du front de décarbonatation plus rapide que l'ablation de surface dont la vitesse a été estimée à 14,8 m/Ma et a fortiori plus rapide que la vitesse d'érosion chimique, proche de 2,2 m/Ma. Il en résulte un approfondissement général des profils de sol sur le bassin du Girou.

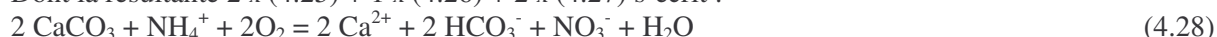
En prenant le cas des plaines alluviales de la Garonne (entre Valentine et Pinsaguel), l'exportation des carbonates est estimée à $111 \text{ mg/L} \times 391 \text{ L.m}^{-2}.\text{a}^{-1} = 43311 \text{ mg.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ livrant un taux de décarbonatation égal à $9,02 \text{ cm}/10^3\text{a}$ (soit 90,2 m/Ma). En raison du caractère localisé des massifs calcaires et d'une connaissance trop approximative de leur composition (e.g % minéraux secondaires), très hétérogène d'un secteur à l'autre, il serait illusoire de prétendre évaluer objectivement la vitesse d'enfoncement du front de décarbonatation au niveau des plaines alluviales de la Garonne.

□ Le rôle des engrais azotés

Les engrais azotés, par la nitrification qu'ils engendrent, ont une action acidifiante sur les sols. Ce mécanisme stimule la décarbonatation des sols, conformément aux résultats expérimentaux de Faurié (1977). Les applications de Durand (1976, 1978) en milieu crayeux, pour interpréter la dynamique de pédogenèse et reconstituer les bilans d'altération, ont été transposées au bassin de la Garonne par Probst (1983), Amiotte-Suchet et Probst (1996) et Semhi *et al.* (2000).



Dont la résultante $2 \times (4.25) + 1 \times (4.26) + 2 \times (4.27)$ s'écrit :



Ainsi, chaque mole de nitrates exportée témoigne de la dissolution de deux moles de calcite (minéral le plus vulnérable). Le bilan d'exportation des nitrates livre par conséquent la contribution des engrais azotés à la décarbonatation des sols. En retenant une teneur en nitrates moyenne de 28 mg/L (451 $\mu\text{mol/L}$) et un drainage Q_t de 117 mm/an, on obtient un flux de 52 838 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Ce flux témoigne d'une décarbonatation équivalente, soit le départ en solution de $5,28 \times 2 = 10,56 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ de calcite. Considérant une molasse de 2 T/m³ composée de 24% de calcite, on en déduit que les engrais azotés contribuent significativement à l'approfondissement du front de décarbonatation :

$$Vd = 10,56 / 480\,000 = 22.10^{-6} \text{ m/an (soit } 22 \text{ m/Ma)}.$$

La contribution des engrais azotés au flux de décarbonatation sur le bassin du Girou est voisin de 37,2% pour le cycle 1983-84.

4.2.2- Cycle biogéochimique de la silice : l'indice Re

L'indice géochimique Re correspond au ratio $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des produits d'altération formés dans les sols, c'est-à-dire des argiles formées par altération des minéraux primaires. Les flux de silice et le calcul de l'indice Re ont été établis dans les eaux de la Garonne par Semhi *et al.* (2000)

□ Le bassin de la Garonne à La Réole

L'indice Re a été déterminé au cours des deux cycles hydrologiques 1989-90 et 1990-91 (figure 4.11). La valeur de Re moyenne est estimée à 3,17 indiquant la formation de 58,5% de smectites contre 41,5% de kaolinite. Ce ratio fluctue entre 3,8 en été et 2,9 en hiver. Cet écart témoigne du fait que de l'aride vers l'humide, la formation de kaolinite se substitue à la formation de smectites.

En superposition à ces oscillations saisonnières, il faut noter la diminution de Re en période de crue, de manière synchrone ou très légèrement déphasée par rapport au débit.

Le modèle de mélanges permet d'interpréter ces résultats.

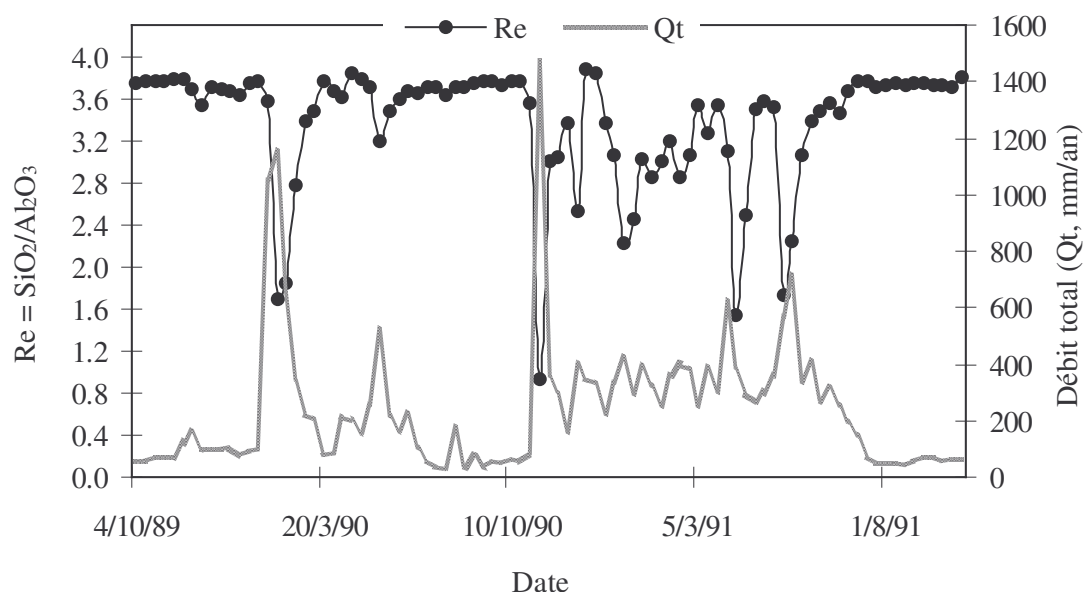


Figure 4.11- Fluctuations saisonnières du ratio géochimique Re (bassin de la Garonne, station de La Réole, 1989-91)

□ Le bassin du Girou à Cépet

Le ratio géochimique Re moyen calculé entre Septembre 1983 et Septembre 1984 sur le bassin du Girou est estimé à 3,14. Les variations saisonnières observées concordent avec les oscillations relevées sur le bassin de la Garonne :

- Re est minimum pendant l'hiver (2) ;
- Re culmine (environ 3,7) pendant la période estivale, la plus sèche;
- Re présente des variations secondaires furtives qui se traduisent par un fléchissement de Re en période de crue et qui témoignent d'une mobilité accrue de la silice.

Toutefois, quelques points distinctifs méritent d'être mentionnés :

- Re demeure relativement bas au printemps, ce qui laisse penser que l'irrigation encourage la mobilité de la silice ;
- Re demeure relativement élevé (environ 3,4) pendant l'automne, suggérant que la saturation des sols doit être atteinte pour que le lessivage de silice augmente significativement.

Tableau 4.19- Termes du bilan géochimique de la silice

Bassin	Paramètre	Unités	Rs	Ri	Ns	Np	R ²
Garonne aval	Qk (mm/an)	mm/an	47	100	59	36	
	SiO ₂ rel.	μmol/L	158	1104	715	2376	0.76
	Al ₂ O ₃	μmol/L	38	285	186	629	0.76
	SiO ₂	μmol/L	88	76	32	15	0.36
	Re		2.19	3.19	3.68	3.75	0.36
	VCh (m/Ma)	m/Ma	0.44	6.78	2.59	5.35	
Girou	Qk (mm/an)	mm/an	14	66	29	11	
	SiO ₂ rel.	μmol/L	112	469	882	2751	0.75
	Al ₂ O ₃	μmol/L	27	117	232	734	0.77
	SiO ₂	μmol/L	131	123	116	85	0.04
	Re		1.56	2.93	3.31	3.63	0.55
	VCh (m/Ma)	m/Ma	0.10	1.88	1.57	1.83	

Les fluctuations observées s'interprètent comme le mélange de réservoirs dont les conditions de drainage sont distinctes. Le modèle de mélange (tableau 4.19) permet d'établir les caractéristiques de chaque compartiment hydrologique en terme de cycle de silice, en définissant un rapport Re spécifique.

Une approche géochimique simple permet de mettre en évidence des dynamiques d'altération très différentes d'un compartiment à l'autre. Dans Rs , plus de la moitié de la silice libérée (SiO_2 rel) est évacuée ce qui conduit à une monosiallisation dominante. Dans Np , moins de 1% de la silice libérée est évacuée ; lorsque les solutions se concentrent, la bisiallisation prévaut comme le confirme le ratio Re , voisin de 4. Les valeurs obtenues pour SiO_2 rel ($> 2000 \mu mol/L$) témoignent du fait que le réservoir Np constitue le pôle principal d'altération chimique. Dans les deux réservoirs Ri et Ns , l'altération est beaucoup plus modeste et le drainage de la silice libérée est fortement encouragé. Dans l'écoulement Ns , la formation de kaolinite domine alors que dans Ri , un équilibre 50% smectites / 50% kaolinite semble être atteint ($Re \approx 3$).

Enfin, la vitesse d'érosion chimique (VCh , m/Ma) établie réservoir par réservoir témoigne du rôle prépondérant joué par le réservoir de nappe profonde Np sur l'approfondissement du front d'altération. L'écoulement intermédiaire qui draine les horizons éluviaux des sols favorise la migration descendante de la silice. Dans les horizons plus profonds, du fait d'un drainage moindre et d'une concentration accrue des solutions, la silice est piégée ce qui se traduit par un rapport Re croissant de Rs vers Ri , de Ri vers Ns et finalement de Ns vers Np . Compte-tenu de l'importance contributive de l'écoulement intermédiaire au débit moyen annuel total, la vitesse d'érosion chimique apparaît forte dans Ri : l'érosion chimique amorcée dans Np se poursuit dans Ri grâce à des conditions de drainage plus favorables.

Dans Np , les minéraux primaires sont transformés par hydrolyse neutre en minéraux secondaires de type smectites (montmorillonite, vermiculite). Lorsque ces minéraux remontent les profils de sol, sous l'effet « rajeunissant » de l'érosion mécanique, une hydrolyse acide se produit au contact de la matière organique des sols. La voie de la monosiallisation est alors ouverte dans un milieu (Ri) relativement bien drainé, appauvri en calcaire et offrant un substrat minéral facilement altérable.

5- La perturbation anthropique

A l'issue de ce chapitre, une évaluation de la perturbation anthropique sur l'environnement est proposée, s'appuyant sur les résultats donnés par les modèles de mélange. Le diagnostic se focalise plus particulièrement sur le bilan sédimentaire, la pollution azotée et la contribution des activités humaines à la minéralité des eaux.

5.1- Méthodes

La mise en évidence d'une perturbation anthropique sur l'environnement peut se concevoir de différentes façons.

Une première approche consiste à réaliser un suivi sur des bassins jumeaux dont les caractéristiques morpho-climatiques sont en tout point comparables mais dont la pression humaine est significativement différente. Dans cette configuration, les écarts observés en terme de concentration et de flux peuvent être interprétés comme le résultat d'un impact des activités humaines sur l'environnement.

Une deuxième approche consiste à réaliser un suivi diachronique sur deux bassins jumeaux. Un calage initial est nécessaire afin de corréliser les variations d'indicateurs environnementaux. A mesure que l'un des bassins subit les effets croissants de la pression humaine, tandis que l'autre demeure conforme à la situation initiale, une dérive portant sur la corrélation des indicateurs environnementaux devient perceptible. L'écart des valeurs mesurées aux valeurs attendues constitue un élément de diagnostic d'impact avéré.

Toutefois, dans la plupart des cas, les bassins versants étudiés n'ont pas de bassin jumeau fondamentalement préservé. Il est alors nécessaire de focaliser le diagnostic sur le bassin proprement

dit. Dans le meilleur des cas, une longue série de mesures, établie sur plusieurs années, permet de suivre l'évolution de composition chimique des eaux et de dégager des tendances (Etchanchu et Probst, 1988). Il faut toutefois rester attentif à l'influence exercée par le climat sur le métabolisme du bassin versant. Il est malheureusement fréquent que les diagnostics soient établis sans que l'influence centrale du climat soit prise en compte, ce qui a pour effet de biaiser les interprétations. L'exploitation de données mensuelles, sur des cours d'eau drainant des bassins relativement réactifs, ne permet généralement pas d'atteindre les objectifs poursuivis. Par contre, la mise en œuvre d'une stratégie d'échantillonnage adéquate permet de caler un modèle de mélange *dont les caractéristiques sont indépendantes du climat, ce qui permet d'objectiver le diagnostic.*

En l'absence de longues séries de mesures hydrochimiques, l'étude ponctuelle de crues offre tout de même la possibilité de calibrer un modèle de mélange. La calibration ultérieure d'un modèle de mélange, après modifications de la pression humaine sur un bassin versant, offre un témoignage objectif des impacts éventuellement occasionnés.

Les variations à court terme en matière d'occupation des sols peuvent être examinées très facilement en comparant les sorties du modèle pour différentes saisons.

La transposition de ces méthodologies au bilan sédimentaire est proposée dans ce qui suit.

5.2- Bilan sédimentaire

Les activités humaines, en exerçant une pression agricole, urbaine ou autre, sont à même d'influencer le bilan sédimentaire des bassins versants. L'accentuation des bilans sédimentaires sont principalement liés (1) à la déforestation, (2) à la mise en cultures des terres et (3) au surpâturage. Notons que la construction de barrages peut au contraire réduire les exportations solides, au même titre que la stabilisation des berges et les pratiques de conservation des sols.

Il faut tout de même faire une distinction entre l'évolution du taux d'érosion (vitesse à laquelle le sol est emporté des secteurs amont) et l'évolution du bilan d'exportation des sédiments vers l'océan. Au Sud-Est des Etats-Unis, seuls 5% des matériaux solides mobilisés sur les versants sont effectivement exportés vers l'océan. Les 95% restants se déposent en bas de versant sous forme de colluvions ou le long des vallées sous formes d'alluvions (Trimble : 1975, 1977), masquant une accentuation probable des flux sédimentaires associée aux modifications récentes de l'occupation des sols.

□ La charge solide de Rs

Le bilan sédimentaire dépend à la fois du climat, qui détermine la part contributive du ruissellement Rs, et de la charge solide de Rs dont les variations témoignent de l'influence anthropique.

Prenant le cas du Girou, on observe d'importantes fluctuations sur ce critère d'une crue à l'autre. En Janvier 1984, la charge solide de Rs est estimée à 1652 mg/L contre 1003 mg/L en Mai 1984.

En supposant, ce qui semble raisonnable, que cet écart est lié à des différences d'occupation des sols entre l'hiver et le printemps, on établit le bilan suivant :

$$MES\ Rs = \sum X_i.A_i/At$$

X_i désigne la charge solide des différentes catégories de terrains

A_i correspond à la surface individuelle de chaque type de couvert

At représente la surface totale du bassin versant

Par ailleurs, on estime, comme le proposent Berner et Berner (1987) à n la charge solide du ruissellement superficiel des forêts, $4n$ celle des prairies et $8n$ celle des terres cultivées.

La différence d'occupation des sols portant uniquement sur les proportions de sol cultivé et de sol labouré, on estime leur contribution respective à la charge solide de Rs. On cherche à déterminer la charge solide du ruissellement provenant des surfaces labourées, que l'on note X .

Pour la crue de Janvier 1984, on obtient :

$$0,363 \times X + 0,034 \times n + 0,285 \times 4n = 1652 \text{ mg/L}$$

Pour la crue de mai 1984, on peut écrire l'équation suivante :

$$0,125 \times X + 0,238 \times 8n + 0,034 \times n + 0,285 \times 4n = 1003 \text{ mg/L}$$

On en déduit : $8n = 1299 \text{ mg/L}$ et $X = 3997 \text{ mg/L}$. Le labour conduit à une accentuation de la charge solide dans Rs et donc à une accélération de l'érosion mécanique. Le facteur d'aggravation est ici estimé à un peu plus de 3 par rapport aux prairies.

Tableau 4.20- Occupation des sols du bassin du Girou. Comparaison entre Janvier 1984 et Mai 1984 en vue d'établir l'impact des surfaces labourées sur l'érosion mécanique.

Date	Zone urbaine	Forêts	Sol labouré	Sol cultivé	Prairies	Autres	Total
I	1	2	3	4	5	6	
Janv 1984	16 590	1 747	18 960	0	8 575	6328	52 200
%	31,8%	3,4%	36,3%	0%	16,4%	12,1%	100%
Mai 1984	16 590	1 747	6 546	12 414	8 575	6328	52 200
%	31,8%	3,4%	12,5%	23,8%	16,4%	12,1%	100%
MES	0	n	X	8 n	4 n	4 n	

5.3- Modification de la composition chimique des eaux

La pression agricole et urbaine se répercutent sur la composition chimique des eaux. Une approche géochimique détaillée permet de déterminer l'origine des principaux éléments chimiques (Na, K, Ca, Mg, Cl et S). La contribution des pluies, des carbonates, des silicates et des pollutions est établie (tableau 4.21) afin d'affiner le bilan d'altération et plus particulièrement le bilan de consommation du CO_2 .

Tableau 4.21- Origine des espèces chimiques, identification et contribution de 5 compartiments à la minéralité des eaux de drainage (valeurs exprimées en $\mu\text{mol/L}$) sur le bassin de la Garonne aval (Couthures), le bassin de la Garonne amont (Toulouse) et le bassin du Girou (Cépet).

	Source	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	$\text{CO}_2 \text{ cons.}$
Couthures	Carbonates	0	0	749	163	0	0	0	912
	Silicates	93	28	37	30	0	0	0	255
	Evaporites	187	12	148	0	191	148	0	0
	Pluies	48	0	47	25	87	49	22	0
	Pollution	0	0	158	34	56	0	96	0
	Total	327	40	1139	252	332	196	118	1167
Toulouse	Carbonates	0	0	589	86	0	0	0	675
	Silicates	78	23	31	25	0	0	0	213
	Evaporites	131	9	134	0	129	134	0	0
	Pluies	38	0	37	20	68	39	17	0
	Pollution	0	0	122	18	29	0	70	0
	Total	246	32	913	149	226	173	87	888
Cépet	Carbonates	0	0	1544	295	0	0	0	1839
	Silicates	118	35	47	38	0	0	0	324
	Evaporites	485	24	238	0	470	238	0	0
	Pluies	99	0	96	51	247	101	44	0
	Pollution	0	0	600	116	60	0	358	0
	Total	695	59	2525	500	776	339	402	2163

La part incriminant l'eau de pluie est déterminée en corrigeant la teneur par le facteur de concentration P/D, déduit directement à partir d'EHP et du débit moyen annuel.

La pollution azotée est estimée à partir des teneurs en nitrates desquelles on retranche la contribution des pluies. Cet apport de nitrates se répercute sur la dissolution des carbonates (Ca, Mg) dans des proportions conformes la norme d'altération.

La pollution chlorée est déduite de la courbe de dilution théorique $[Cl^-] = f(Q_t)$ qui détermine un bruit de fond en chlore supérieur à l'apport par les pluies, en l'absence de dissolution d'halite. La concentration correspond au bilan de masse excédentaire divisé par la lame d'eau drainée ce qui pour la Garonne amont représente 5400 T de chlore d'origine anthropique.

Faute d'élément plus précis, on considère la fourniture en sodium, en potassium et en sulfates négligeables par rapport à la fourniture géochimique naturelle. Néanmoins, les fortes teneurs observées sur le bassin du Girou suggèrent la contribution d'engrais minéraux solubles de type KCl et sulfate d'ammonium $(NH_4)_2SO_4$.

La nitrification des engrais azotés ammoniacaux génère une acidification des sols qui se répercute sur la dissolution des roches carbonatées. Ce mécanisme ne s'accompagne pas de consommation de CO_2 : le bilan ainsi conduit livre donc une estimation à la baisse du flux de consommation de CO_2 .

Les engrais minéraux génèrent une décarbonatation accélérée des sols, en augmentant de près de 40% le flux de décarbonatation sur le Girou contre environ 20% sur la Garonne amont et aval.

5.4- Fréquence d'échantillonnage et précision des bilans

La question de la représentativité de l'échantillonnage revêt une grande importance pour établir précisément les flux de matières (Walling et Webb, 1985 ; De Vries et Klavers, 1994) et diagnostiquer l'existence de perturbations anthropiques. Les bilans de masse ont été établis pour la plupart des paramètres physico-chimiques, sur la base de prélèvements journaliers (données à Toulouse du Laboratoire des Eaux de la Haute-Garonne), hebdomadaires (données à La Réole, projet ONT) et mensuels (données agence de l'eau Adour-Garonne). La précision des estimations est donc très irrégulière d'un jeu de données à l'autre. Dans cette section, la représentativité des bilans est testée, débouchant sur quelques recommandations en terme de stratégie d'échantillonnage.

5.4.1- Bilans de masse comparés : échantillonnage journalier et mensuel

Sur le bassin du Girou, les échantillons recueillis quotidiennement permettent de déterminer avec précision le bilan de masse. Ce flux, supposé réel, est comparé au bilan de masse établi à partir d'un échantillonnage mensuel (tableau 4.22).

L'échantillonnage mensuel tend à sous-estimer les flux. Le biais est faible pour les espèces chimiques majeures et considérablement accru pour la charge solide MES et les éléments adsorbés comme le phosphore. Il est illusoire de prétendre qu'un échantillonnage mensuel permet de suivre l'érosion mécanique d'un bassin versant comme celui de la Garonne.

Tableau 4.22- Flux d'exportation établis à l'exutoire du Girou (donné en $kg \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$) ; comparaison des bilans en fonction de la fréquence d'échantillonnage (quotidien ou mensuel)

Fréquence	MES	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	NH_4^+	HCO_3^-	NO_3^-	NO_2^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HPO_4^{2-}	SiO_2
Journalière (J)	238	131	20,09	16,38	2,86	2,38	331,4	43,95	0,06	31,02	42,99	0,17	7,92
Mensuelle (M)	83	101,9	18,12	14,32	3,63	1,4	331,2	41,44	0,31	29,69	38,13	0,32	
Biais (M-D)	-155	-29,08	-1,97	-2,06	0,78	-0,98	-0,25	-2,51	0,24	-1,33	-4,86	0,15	

5.4.2- Stratégie d'échantillonnage

L'examen du flux cumulé de nitrates sur le bassin du Girou (figure 4.12) au cours de l'année 1983 révèle que 45% des exportations de nitrate ont eu lieu au cours d'une même crue, en l'espace de 15 jours. Ce résultat souligne la nécessité d'adapter la stratégie d'échantillonnage afin d'établir le plus précisément possible les bilans de matière.

Le bilan de masse des matériaux solides a été établi à la station de Portet entre Août 1999 et Juillet 2000, par l'estimation de relations débit = f (niveau d'eau) et MES = f (turbidité). Les résultats obtenus rejoignent les observations faites pour le Girou. La moitié des exportations solides se produit en l'espace d'une semaine. On s'aperçoit par ailleurs que le flux total calculé diffère très fortement des valeurs habituellement obtenues sur la base de données mensuelles.

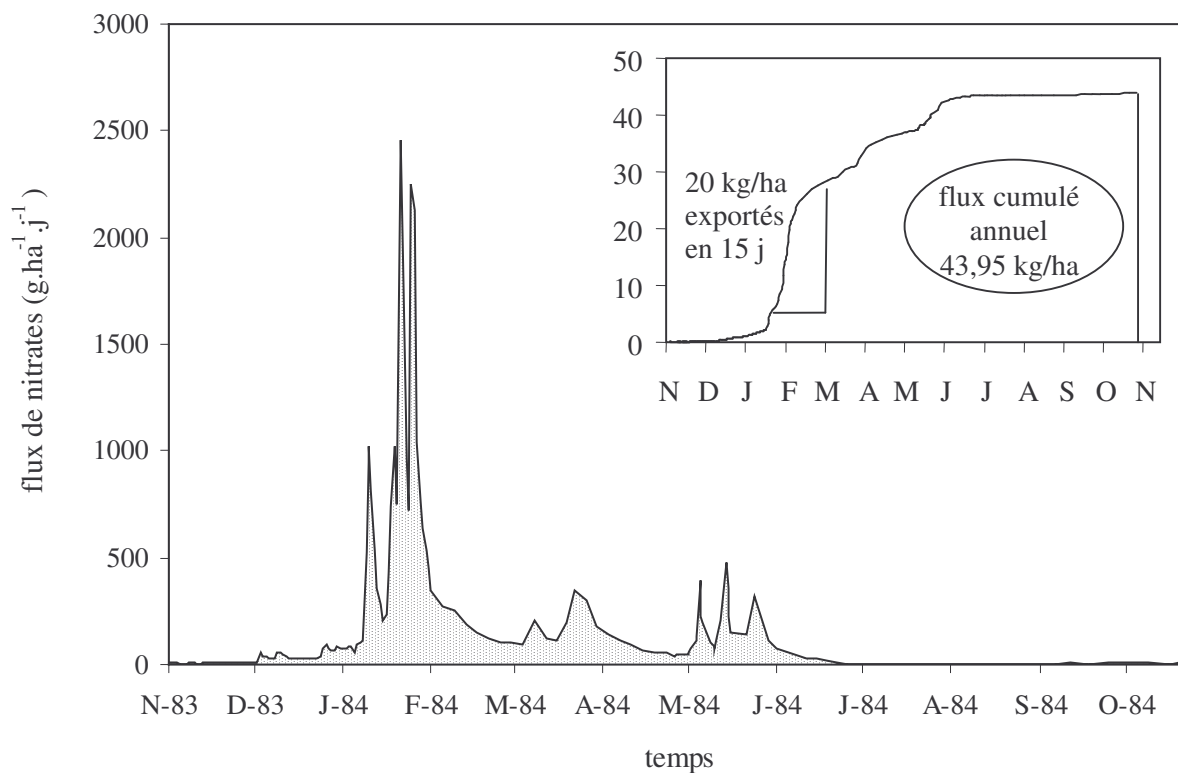


Figure 4.12- Flux de nitrates journaliers et cumul au cours du cycle 1983-84 sur le bassin versant du Girou (station de Cépet, 522 km²).

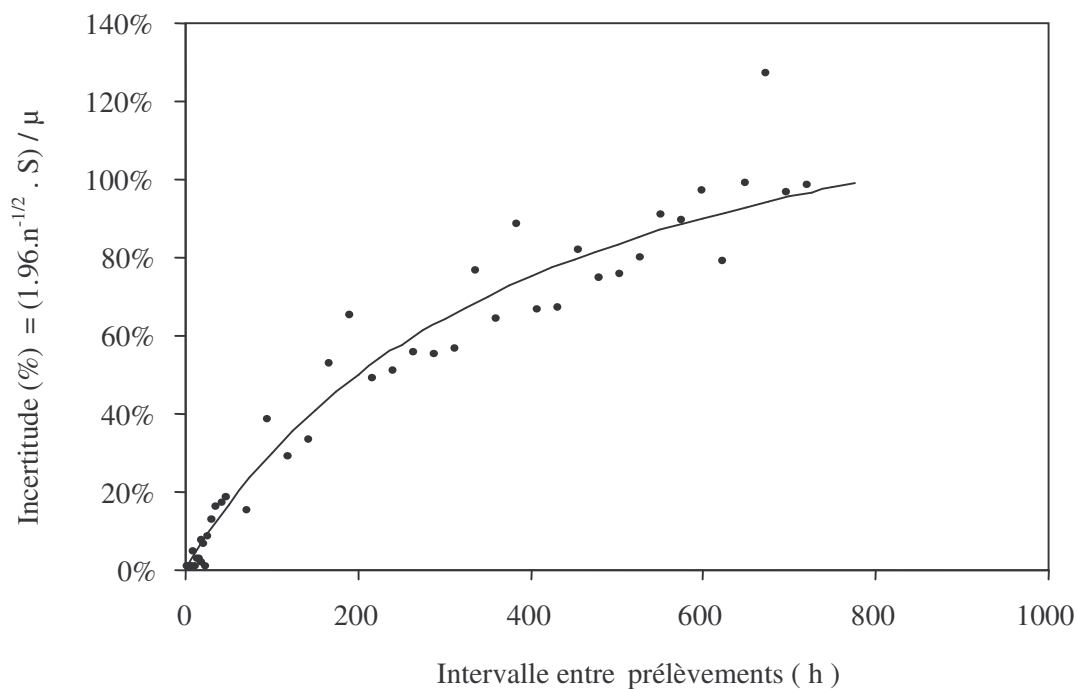


Figure 4.13- Incertitude portant sur les bilans sédimentaires en fonction des intervalles de temps entre chaque prélèvement. Simulation d'échantillonnage établie pour la station de Toulouse sur le cycle 1999-2000.

Par conséquent, il est vraisemblable que le bilan d'exportation des matériaux solides établi à partir de prélèvements mensuels soit systématiquement sous-estimé.

L'incertitude des estimations peut être appréciée en comparant la variabilité des estimations pour différentes fréquences de prélèvement. De manière schématique, un échantillonnage serré livre une estimation relativement convergente alors qu'un échantillonnage épars entretient une large incertitude. La mesure de cette incertitude suppose de réaliser une simulation d'échantillonnage (Meybeck *et al.*, 1996) de manière à observer les différences entre estimations pour des fréquences d'échantillonnage strictement identiques. L'application de la méthodologie nécessite de mettre en place un programme d'échantillonnage très dense afin de simuler des fréquences d'échantillonnage plus dispersées en éliminant de proche en proche les valeurs intermédiaires. Les résultats obtenus sur les matières en suspensions de la Garonne supérieure, présentés à la figure 4.13, font apparaître une incertitude importante en cas de prélèvement mensuel.

Le tableau 4.23 recense les principaux résultats. La première ligne donne la pente entre l'incertitude de l'estimation et le nombre d'échantillons prélevés en un mois. La seconde ligne précise le nombre d'échantillons nécessaires pour réduire l'incertitude en dessous de 10%.

Tableau 4.23- Relation entre les fréquences de prélèvement (F) et l'incertitude (I) des estimations sur le bassin du Girou ; Inventaire des coefficients a et b obtenus par régression linéaire $I = a.F^b$ et des fréquences de prélèvement (en jours) requises pour réduire l'incertitude à α %

	Paramètres	Qt	MES	NO ₃ ⁻	Na ⁺
I = a.F ^b	a	0,0099	0,042	0,009	0,0073
	b	0,807	0,88	0,845	0,785
F α %	F 5%	7,44	1,22	7,61	11,60
	F 10%	17,56	2,68	17,28	28,05
	F 25%	54,66	7,59	51,11	90,14
	F 50%	129,03	16,69	116,08	217,97

Considérant le cas du bassin du Girou, un échantillonnage périodique mensuel conduit à une incertitude de $(0.042.30^{0.88}) \times 100 = 83,8\%$ sur l'estimation des flux de MES. En théorie, les prélèvements devraient avoir lieu tous les deux jours (2,68) pour réduire l'incertitude à moins de 10%. Le bruit de fond annuel des espèces chimiques majeures (Na par exemple) est par contre efficacement appréciée à partir d'un prélèvement mensuel qui induit une incertitude inférieure à 10%. Le bilan hydrologique (pour Qt) et des nitrates nécessite un échantillonnage plus resserré (deux fois par mois).

Dans les faits, il serait beaucoup trop contraignant, économiquement et logistiquement, de réaliser un échantillonnage périodique adapté à chaque élément. La surveillance efficace des bilans de masse à l'échelle des bassins versants suppose de recourir à un échantillonnage stratifié en augmentant la fréquence de prélèvements en période de crue, pour caractériser les écoulements de surface et de sub-surface, et en la réduisant en période d'étiage. Bien entendu, les prélèvements en période d'étiage ne doivent pas être négligés pour estimer la composition chimique des écoulements souterrains.

La combinaison de prélèvements périodiques espacés en période d'étiage et de prélèvements resserrés lors des crues doit permettre de calibrer un modèle de décomposition des hydrogrammes offrant un outil diagnostique intéressant pour l'aménagement du territoire.

Chapitre 5- Diagnostic et Prévision.

Les chapitres précédents ont permis de développer un outil d'analyse pour le diagnostic d'impact et la prévision des réactions de l'Environnement aux oscillations climatiques. La lecture combinée des séries climatiques, des hydrogrammes et des données chimiques recueillies sur l'ensemble d'une crue permet une interprétation objective de la physiologie du bassin versant considéré. Or, les variations climatiques observées à l'échelle d'un cycle hydrologique (variations saisonnières) ou à l'échelle interannuelle (oscillations climatiques) livrent des messages géochimiques distincts. Dans la plupart des cas, ces modifications s'interprètent sans équivoque comme le résultat d'un mélange en proportions variables de plusieurs réservoirs à composition constante. Dans d'autres situations, les modifications relevées n'affectent plus seulement la composition de l'eau de rivière mais aussi la composition des réservoirs. Dans le cas des bassins versants à vocation agricole, la concordance dans le temps entre les variations de concentrations relevées et l'accomplissement d'une pratique culturale impactante (labour, épandage, etc) au cours d'un itinéraire technique peut être l'indication d'une perturbation anthropique. Seule une approche diachronique permet de déterminer si les modifications observées sont effectivement le résultat d'une perturbation anthropique. Lorsque ces variations s'opèrent selon une tendance pluriannuelle, le facteur anthropique est généralement incriminé. La méthode proposée permet d'objectiver les interprétations rendues fréquemment irrecevables en raison d'une confusion rendant indissociable, faute d'un protocole d'analyse adapté, l'influence du climat et les effets présumés de l'activité humaine.

L'application des différents modèles proposés pour chaque bassin fluvial débouche sur la prévision des bilans hydrologiques, géochimiques et sédimentaires en fonction du climat.

1- Les bilans hydrologiques

Les bilans hydrologiques présentés ici sont établis par application de la loi de vidange et de recharge (voir chapitre 1) et s'appuie sur des séries hydrologiques mensuelles (**tableau A13, annexe**). En premier lieu, pour chacun des bassins étudiés, les moyennes mensuelles sont établies. Ensuite, une estimation des composantes de l'hydrogramme annuel est présentée, fournissant un aperçu des fluctuations contributives des réservoirs hydrologiques à l'échelle interannuelle. Ces travaux débouchent sur la calibration de courbes de prévision portant sur les écoulements annuels de R_s , R_i et R_b en fonction du débit moyen annuel Q_t .

1.1- Moyennes hydrologiques mensuelles

L'analyse des hydrogrammes unitaires fait apparaître des contrastes hydrologiques forts entre le mois le plus sec et le mois le plus humide. Ces contrastes se traduisent par un fléchissement très net de la contribution du ruissellement de surface R_s à l'écoulement total pendant la période sèche et par un gain contributif de R_s très significatif en période humide (tableau 5.1). A l'inverse, l'écoulement de base R_b prévaut pendant la saison sèche puis sa contribution à l'écoulement total se réduit à mesure que la saison humide avance.

Lorsque l'humidité du climat augmente, le débit unitaire de chaque écoulement augmente, tandis qu'en proportion, la part de R_s croît fortement, celle de R_i croît faiblement et celle de R_b diminue.

Par ailleurs, on constate que la contribution maximale de R_s à l'écoulement total intervient environ 2 mois avant le pic de débit total. Ce déphasage témoigne de la grande réactivité du ruissellement de surface et de l'importance essentielle des processus de recharge (différés) dans la genèse des écoulements de crue.

Soulignons également l'excellente concordance entre les composantes de l'hydrogramme de la Garonne sur le mois le plus humide ($Q_t = 621$ mm/an) et celles de l'Amazonie considérant cette fois-ci le mois le plus sec ($Q_t = 658$ mm/an). En revanche, une nette divergence portant sur les composantes de l'hydrogramme est mise à jour entre l'Amazonie (mois humide, $Q_t = 1322$ mm/an) et le Niger (mois

humide, $Q_t = 1393 \text{ mm/an}$). A débit équivalent, on obtient alors un écoulement $Q_{Rs} = 196 \text{ mm/an}$ dans le cas du Niger contre $Q_{Rs} = 546 \text{ mm/an}$ dans le cas de l'Amazonie. Sur le bassin du Niger, le passage de la saison sèche à la saison humide génère une forte infiltration qui alimente un écoulement de sub-surface en domaine non-saturé. Cette infiltration est encouragée par le fait que les sols sont initialement très secs, ce qui prive les écoulements de surface de relais hydrologiques latéraux. Sur le bassin de l'Amazonie, la transition entre la saison sub-humide et la saison humide s'accompagne d'un accroissement très significatif du ruissellement de surface. Dans ce cas précis, l'infiltration est limitée par le fait que les sols sont initialement relativement humides ce qui se traduit par l'existence permanente de zones humides : celles-ci constituent des aires contributives à R_s perpétuellement actives. En climat plus contrasté, avec saison sèche persistante, l'extension des zones humides est beaucoup plus limitée ce qui réduit la réactivité de R_s .

Tableau 5.1- Débit spécifique des 3 réservoirs élémentaires R_s , R_i et R_b pour le mois le plus sec, le mois le plus humide et le mois pour lequel la contribution de R_s est maximale (Q_{Rs}/Q_t). Cas du Niger amont, de l'Amazonie et de la Garonne.

	Niger	Amazonie	Garonne
Mois le plus sec	Mai	Novembre	Août
Q_{Rs}	0	74	2
Q_{Ri}	1	348	60
Q_{Rb}	16	236	54
Q_t	17	658	116
Mois le plus humide	Septembre	Juin	Février
Q_{Rs}	196	546	64
Q_{Ri}	560	500	325
Q_{Rb}	636	276	232
Q_t	1393	1322	621
$Q_{Rs}/Q_t \text{ max}$	Juillet	Avril	Décembre
Q_{Rs}	105	542	55
Q_{Ri}	84	431	286
Q_{Rb}	134	247	181
Q_t	323	1220	522

1.2- Fluctuations inter-annuelles des composantes de l'hydrogramme

L'examen des fluctuations inter-annuelles de débit des composantes de l'hydrogramme (tableau 5.2) met en évidence l'impact différent de la sécheresse sur le bilan du ruissellement de surface selon le bassin considéré. Prenant le cas du Niger amont et de l'Amazonie, on s'aperçoit que la contribution de R_s au débit total augmente de façon modérée entre une année sèche et une année humide.

Par contre, sur le bassin de la Garonne, l'accroissement de ruissellement de surface est plus que proportionnel à l'accroissement de débit total ce qui témoigne d'une plus forte réactivité et donc d'une plus grande vulnérabilité à l'érosion mécanique.

Sur le bassin du Niger amont, le gain contributif se manifeste sur R_b tandis que pour l'Amazonie, l'écoulement R_i semble plus particulièrement incriminé.

Concernant le bassin du Niger amont, l'identification de deux composantes de nappe N_s et N_p se traduit par une réactivité plus forte en raison de la composante superficielle N_s .

Concernant le bassin de l'Amazonie, l'identification d'un réservoir intermédiaire alimenté par les plaines alluviales se traduit par une régulation des flux d'eau et un écrêtement de l'hydrogramme de crue correspondant à la reprise des excédents d'eau de l'amont du ruissellement de surface R_s par R_i .

Au final, les trois bassins étudiés manifestent des comportements hydrologiques très différents. De l'aride vers l'humide, le gain d'écoulement se porte plus particulièrement sur R_s pour le bassin de la Garonne, sur R_i pour le bassin de l'Amazonie et sur R_b pour le bassin du Niger amont.

Tableau 5.2- Débit spécifique des 3 réservoirs élémentaires Rs, Ri et Rb pour l'année la plus sèche, l'année la plus humide et la moyenne. Cas du Niger amont, de l'Amazone et de la Garonne aval.

	Niger	Amazone	Garonne
Année la plus sèche	1913	1912	1947
QRs	20	144	10
QRi	96	214	127
QRb	107	147	85
Qt	223	505	222
Année la plus humide	1928	1927	1930
QRs	118	463	65
QRi	182	494	318
QRb	341	275	237
Qt	641	1232	620
Année moyenne			
QRs	54	334	31
QRi	144	417	204
QRb	209	250	147
Qt	407	1001	382

1.3- Courbe de prévision des composantes de l'hydrogramme annuel

La mise en corrélation des débits spécifiques Qk (moyenne annuelle) et du débit total Qt définit des courbes de prévision des composantes de l'hydrogramme annuel.

$$QRs = Qt^2 / (KR_s + Qt) \quad (5.1)$$

$$QRi = (KR_s - KR_b).Qt^2 / [(KR_s + Qt).(KR_b + Qt)] \quad (5.2)$$

$$QRb = KR_b.Qt / (KR_b + Qt) \quad (5.3)$$

Les équations, présentées tableau 5.3, confirment les tendances relevées précédemment, à savoir une réactivité maximale de Rs pour l'Amazone et une réactivité maximale de Ri pour le Niger.

Tableau 5.3- Prévision des composantes de l'hydrogramme annuel

Equation	Paramètre	Niger	Amazone	Garonne
$QR_s = Qt^2 / (KR_s + Qt)$	KRs	6972	1970	4776
$QR_b = KR_b.Qt / (KR_b + Qt)$	KRb	1102	340	263

2- Les bilans sédimentaires

Les bilans sédimentaires sont déterminés à l'échelle mensuelle en utilisant plus particulièrement la charge solide du ruissellement de surface et le débit spécifique QRs. Dans le cas du bassin de la Garonne, la composante de versant Rs(v) a été identifiée comme le principal écoulement vecteur de l'érosion mécanique.

2.1- Variabilité inter-annuelle

La détermination des bilans sédimentaires moyens annuels (tableau 5.4) livre les résultats suivants : 15,8 T.km⁻².an⁻¹ sur le Niger, 39,3 T.km⁻².an⁻¹ sur la Garonne et 250 T.km⁻².an⁻¹ pour l'Amazone. L'examen détaillé des résultats fait apparaître d'importants écarts entre les années sèches et les années humides. Il ressort que les variations de flux solides sont plus grandes que les variations de débit à l'exception du cas du Niger qui présente, pour ainsi dire, un flux sédimentaire proportionnel au débit.

Pour des écoulements comparables, de l'ordre de 400 mm/an, les bilans sédimentaires établis pour le Niger et pour la Garonne sont très différents. La plus forte vulnérabilité des sols du bassin de la Garonne est vraisemblablement à l'origine de cet écart.

En cas d'année sèche, les bilans sédimentaires convergent, comme en témoignent les résultats de 1913 sur le Niger ($Q_t = 223$ mm/an et $F_{MES} = 7,0 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et de 1947 sur la Garonne ($Q_t = 222$ mm/an et $F_{MES} = 10,6 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$). En cas d'année humide sur la Garonne (1930, $Q_t = 620$ mm/an, $F_{MES} = 87 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), le bilan sédimentaire est proche de celui de l'Amazonie en climat sec (1912, $Q_t = 505$ mm/an, $F_{MES} = 110 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$).

Tableau 5.4- Bilan sédimentaire du Niger amont, de l'Amazonie et de la Garonne pour l'année la plus sèche, l'année la plus humide et la moyenne. Charge solide moyenne (mg/L), flux solide ($\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et vitesse d'érosion mécanique (V_m , m/Ma).

	Niger	Amazonie	Garonne
Année la plus sèche	1913	1912	1947
Q_t (mm/an)	223	505	222
MES (mg/L)	31	219	48
F_{MES} ($\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	7.0	110	10.6
V_m (m/Ma)	5.0	79	7.6
Année la plus humide	1928	1927	1930
Q_t (mm/an)	641	1232	620
MES (mg/L)	49	275	140
F_{MES} ($\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	31.2	339	87.1
V_m (m/Ma)	22.3	242	62.2
Année moyenne			
Q_t (mm/an)	407	1001	382
MES (mg/L)	39	250	103
F_{MES} ($\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	15.8	250	39.3
V_m (m/Ma)	11.3	179	28.1

Les résultats de l'extrapolation du bilan sédimentaire apparaissent très cohérents, mettant en évidence l'influence combinée du climat, qui stimule l'érosion mécanique de l'aride vers l'humide, et du substratum géologique qui définit la vulnérabilité des sols aux mécanismes d'exportations de terres. Le comportement distinct du Niger, drainant une zone cristalline, témoigne sans équivoque du contrôle exercé par la nature géologique du substratum.

2.2- Variabilité saisonnière

Les régressions établies sur l'ensemble des points étudiés ($n = 876$ pour le Niger, $n = 888$ pour l'Amazonie et $n = 720$ pour la Garonne) livrent des équations simplifiées (voir tableau ci-après) qui correspondent à l'ajustement des relations exactes du type :

$$F_{MES} = 0,001 \times [MES] R_s \times \frac{Q_t^2}{KRs + Q_t} + 0,001 \times [MES] R_i \times \frac{Q_t^2 \times (KR_s - KR_b)}{(KR_s + Q_t) \times (KR_b + Q_t)} \quad (5.4)$$

Tableau 5.5- Variation des flux solides (F_{MES} , exprimés en $\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) en fonction de l'écoulement total Q_t pour les bassins versants du Niger amont, de l'Amazonie et de la Garonne. Relations simplifiées bi-logarithmiques et estimations des bilans sédimentaires pour différentes valeurs de Q_t .

Bassin	F_{MES} (T/km^2)	$Q_t = 200$ mm/an	$Q_t = 500$ mm/an	$Q_t = 1000$ mm/an
Niger	$6,81.10^{-4} \times Q_t^{1,594}$	2,95	14,8	43,7
Amazonie	$4,56.10^{-3} \times Q_t^{1,561}$	17,93	75,0	224,1
Garonne	$2,44.10^{-4} \times Q_t^{1,973}$	7,70	55,6	204,9

La comparaison des résultats obtenus pour les bassins du Niger amont, de l'Amazone et de la Garonne fournit quelques informations intéressantes.

On constate tout d'abord que le bilan sédimentaire est plus que proportionnel au flux hydrique : pour l'Amazone et le Niger, le doublement du débit conduit à un triplement des flux solides tandis que sur la Garonne, les flux de matériaux solides sont multipliés par 4. De l'aride vers l'humide, l'érosion mécanique est très significativement accélérée.

On constate que pour des valeurs de débit équivalentes, le bilan sédimentaire du Niger est très nettement inférieur à ceux établis pour l'Amazone et la Garonne. Pour un écoulement total voisin de 1000 mm/an, les flux solides sont quasiment identiques sur l'Amazone ($224 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et la Garonne ($205 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) tandis que sur le Niger, le flux de matériaux solides est cinq fois plus faible ($44 \text{ T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$). L'érosion mécanique est étroitement contrôlée par la nature des sols et des terrains géologiques : toutes choses étant égales par ailleurs, les flux solides sont d'autant plus forts que la roche-mère est tendre (calcaires, molasse, marnes).

Tableau 5.6- Bilan sédimentaire du Niger amont, de l'Amazone et de la Garonne pour le mois le plus sec, le mois le plus humide et le maximum contributif de QRs (QRs/Qt max). Charge solide moyenne (mg/L), flux solide ($\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et vitesse d'érosion mécanique (Vm, m/Ma).

	Niger	Amazone	Garonne
Mois le plus sec	Mai	Novembre	Août
Qt (mm/an)	17	658	116
MES (mg/L)	1	124	12
F MES ($\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	0,017	82	1,4
Vm (m/Ma)	0,013	58	1,0
Mois le plus humide	Septembre	Juin	Février
Qt (mm/an)	1393	1322	621
MES (mg/L)	41	295	136
F MES ($\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	57	390	85
Vm (m/Ma)	41	279	61
QRs / Qt max	Juillet	Avril	Décembre
Qt (mm/an)	323	1220	522
MES (mg/L)	83	309	139
F MES ($\text{T.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	27	378	73
Vm (m/Ma)	19	270	52

3- Bilan de l'altération chimique

La détermination des bilans d'altération géochimique revêt une importance de premier ordre pour apprécier la dynamique de formation des sols et la vitesse de consommation du CO_2 . De nombreux auteurs ont mis en évidence le rôle fondamental joué par l'altération géochimique sur la régulation des teneurs en CO_2 atmosphérique au cours des temps phanérozoïques (Berner et Berner, 1987 ; Probst, 1992 ; Tardy et Roquin, 1998 ; Kump *et al.*, 2000).

3.1- Variabilité interannuelle

La vitesse d'érosion chimique (VCh) moyenne varie entre 6,2 m/Ma sur le Niger et 10,8 m/Ma sur l'Amazone. Bien que les écarts de débit soient importants, les bilans d'altération moyens demeurent assez proches. L'allongement du temps de résidence des eaux dans les sols et de leur transit au niveau du front d'altération contribuent à accroître la vitesse d'érosion chimique sur le bassin du Niger. L'année la plus humide sur le Niger (1928, VCh = 9,43 m/Ma) et l'année la plus sèche sur l'Amazone (1912, VCh = 6,7 m/Ma) présentent un écoulement moyen annuel comparable

Tableau 5.7- Bilan de l'altération géochimique : vitesse d'érosion chimique (VCh, m/Ma) et flux de consommation de CO₂ (FCO₂, T.km⁻².an⁻¹), pour l'année la plus sèche, l'année la plus humide et l'année moyenne sur les bassins du Niger, de l'Amazone et de la Garonne.

	Niger	Amazone	Garonne
Année la plus sèche	1913	1912	1947
Qt	223	505	222
VCh (m/Ma)	3,55	6,7	6,50
FCO ₂ cons (T.km ⁻² .an ⁻¹)	2,1	7,1	13,2
Année la plus humide	1928	1927	1930
Qt	641	1232	620
VCh (m/Ma)	9,43	12,9	7,37
FCO ₂ cons (T.km ⁻² .an ⁻¹)	6,3	16,9	33,7
Année moyenne			
Qt	407	1001	382
VCh (m/Ma)	6,3	10,8	6,97
FCO ₂ cons (T.km ⁻² .an ⁻¹)	3,9	13,9	21,5

3.2- Variabilité saisonnière

Les bilans établis à l'échelle mensuelle (tableau 5.8) témoignent de l'influence décisive exercée par le débit sur les bilans de consommation du CO₂ et d'une influence plus nuancée sur la vitesse d'érosion chimique.

Concernant la vitesse d'érosion chimique, les écarts relevés sur le bassin de la Garonne et de l'Amazone demeurent limités, traduisant la dilution de la composante de nappe qui contribue à l'essentiel de l'érosion chimique. Sur le bassin du Niger, l'érosion chimique fait intervenir les nappes superficielles dont le drainage contribue au démantèlement saisonnier des cuirasses, constituant un second front d'altération. Ce mécanisme justifie les différences observées entre le Niger (VCh = 22 m/Ma) et l'Amazone (VCh = 11 m/Ma) à débit comparable (1300-1400 mm/an). La vitesse d'érosion chimique observée sur le bassin de la Garonne apparaît très faible, faute de substrat minéral altérable en surface.

Tableau 5.8- Bilan de l'altération géochimique : vitesse d'érosion chimique (VCh, m/Ma) et flux de consommation de CO₂ (FCO₂, T.km⁻².an⁻¹), pour le mois le plus sec, le mois le plus humide et le maximum contributif de QRs (QRs/Qt max) sur les bassins du Niger, de l'Amazone et de la Garonne.

	Niger	Amazone	Garonne
Mois le plus sec	Mai	Novembre	Août
Qt	17	658	116
VCh (m/Ma)	0,4	12,1	4,3
FCO ₂ cons (T.km ⁻² .an ⁻¹)	0,4	9,5	7,2
Mois le plus humide	Septembre	Juin	Février
Qt	1393	1322	621
VCh (m/Ma)	21,2	11,0	3,8
FCO ₂ cons (T.km ⁻² .an ⁻¹)	12,3	18,0	26,8
QRs/Qt max	Juillet	Avril	Décembre
Qt	323	1220	522
VCh (m/Ma)	3,6	10,0	4,6
FCO ₂ cons (T.km ⁻² .an ⁻¹)	3,0	16,5	31,8

Concernant le flux de consommation de CO₂, les variations saisonnières sont étroitement liées aux variations de débit. Les écoulements de surface contribuent très significativement au budget de carbone consommé, comme l'indique l'équivalence entre le mois le plus humide et le maximum contributif de QRs pour l'Amazone et la Garonne. Il est intéressant de noter qu'à débit comparable (1300-1400 mm/an), le flux de consommation de CO₂ sur le bassin du Niger est très inférieur à celui de l'Amazone. La présence de roches carbonatées en surface contribue significativement au budget de CO₂ consommé. Les flux estimés pour la Garonne, près de deux fois supérieurs à ceux de l'Amazone, alors que les débits sont deux fois plus faibles, témoignent de l'influence décisive des karsts.

3.3- Quel scénario pour les changements climatiques à long terme ?

A long terme, pour des cycles climatiques supérieurs à 100 ans, un rééquilibrage chimique progressif s'opère entre les différents réservoirs. En effet, on peut raisonnablement supposer qu'à l'issue d'une période longtemps très humide, la concentration dans l'écoulement total est diluée par rapport à celle calculée pour une année sèche, dans l'hypothèse des réservoirs à composition constante ; inversement, après une très longue période sèche, un effet de concentration par évaporation affecte la composition des eaux de drainage des sols. Boeglin *et al.* (1997) proposent d'appliquer aux concentrations en solution un coefficient de correction $F = P/Q_t$, où P et Q_t représentent les précipitations et le drainage, exprimés en mm/an. Entre l'année de référence (pour laquelle le modèle a été calibré) qui présente un rapport $F_o = P_o / Q_{to}$ et une année quelconque caractérisée par un facteur climatique F, on considère que les teneurs en solution dans l'écoulement total (déterminées à partir du modèle de mélange) doivent être corrigées d'un facteur de concentration (ou de dilution) F/F_o. Les valeurs de P correspondant à différents écoulements Q_t sont estimées à partir de la relation empirique fournie par l'évapotranspiration hydrologique potentielle (EHP) dont la valeur est supposée constante.

Par réarrangement simple (voir chapitre 1), on estime P et P_o de la manière suivante :

$$P = Q_t/2 + 0,5 \times \sqrt{(Q_t^2 + 4.EHP.Q_t)}$$

Ce qui permet d'établir le rapport recherché F/F_o en fonction de Q_t.

De l'aride vers l'humide, les solutions se diluent ce qui modifie (tableau 5.9) les bilans d'altération établis selon un modèle hydrochimique à composition constante. En cas de période sèche, pour laquelle l'écoulement serait équivalent à l'année la plus sèche, on obtient un coefficient de concentration s'échelonnant de 1,21 pour la Garonne à 1,30 pour le Niger. Cette correction amène une réévaluation de la vitesse d'érosion chimique VCh et de la vitesse de consommation de CO₂ (FCO₂)

Tableau 5.9- Bilan de l'altération géochimique à long terme : vitesse d'érosion chimique (VCh, m/Ma) et flux de consommation de CO₂ (FCO₂, T.km⁻².an⁻¹), pour l'année la plus sèche, l'année la plus humide et une année moyenne sur les bassins du Niger, de l'Amazone et de la Garonne.

	Niger	Amazone	Garonne
Année la plus sèche	1913	1912	1947
Q _t	223	505	222
F/F _o	1.30	1.29	1.21
VCh (m/Ma)	4.43	8.63	7.88
FCO ₂ cons (T.km ⁻² .an ⁻¹)	2.74	9.15	16.01
Année la plus humide	1928	1927	1930
Q _t	641	1232	620
F/F _o	0.83	0.93	0.86
VCh (m/Ma)	8.42	12.02	6.32
FCO ₂ cons (T.km ⁻² .an ⁻¹)	5.12	15.74	28.89
Année moyenne			
Q _t	407	1001	382
F/F _o	1.00	1.00	1.00
VCh (m/Ma)	6.2	10.8	6.97
FCO ₂ cons (T.km ⁻² .an ⁻¹)	3.9	13.9	21.5

4- La dynamique des sols

La dynamique des sols, en lien avec les variations du climat, peut aisément être analysée, comprise et prédite en focalisant l'attention sur quelques indicateurs caractéristiques.

L'indice d'altération géochimique Re reflète la nature des argiles formées dans les sols. L'évolution du pH témoigne de la disponibilité en bases, de leur recyclage par les plantes et de la stratification des sols. La pression partielle en CO_2 livre des informations sur le rythme de minéralisation de la matière organique.

4.1- La formation des argiles : le rapport Re

De l'aride vers l'humide, le rapport Re diminue ce qui témoigne d'un lessivage accru de silice. La composition des produits d'altération est alors complètement transformée.

Dans le détail (tableau 5.10), on s'aperçoit que les variations de Re sont associées à des variations hydroclimatiques interannuelles et saisonnières. Sur le bassin du Niger, les écarts interannuels font état d'une Re plus faible en année sèche (1,25) et plus fort en année humide (1,75), ce qui est vraisemblablement le signe d'un blocage de la silice dans le creux hydrique en année humide ; en année sèche, ce mécanisme serait peu perceptible en raison de la modeste contribution des composantes hypodermiques. Sur le bassin de l'Amazone et le bassin de la Garonne, les écarts de Re sont sans équivoque quoique modestes. Les écarts saisonniers sur Re sont par contre très élevés : par exemple, les valeurs s'échelonnent entre 1,09 (mois le plus sec) et 2,37 (mois le plus humide) sur le Niger amont.

Tableau 5.10- Bilan de la silice appréciée par le ratio Re sur les bassins du Niger, de l'Amazone et de la Garonne, pour des situations hydrologiques contrastées (année la plus sèche, année la plus humide, année moyenne, mois le plus sec, mois le plus humide).

	Niger	Amazone	Garonne
Année la plus sèche	1913	1912	1947
Qt	223	505	222
$Re = SiO_2/Al_2O_3$	1,25	2,31	3,65
Année la plus humide	1928	1927	1930
Qt	641	1232	620
$Re = SiO_2/Al_2O_3$	1,75	1,99	2,98
Année moyenne			
Qt	407	1001	382
$Re = SiO_2/Al_2O_3$	1,49	2,11	3,38
Mois le plus sec	Mai	Novembre	Août
Qt	17	658	116
$Re = SiO_2/Al_2O_3$	2,58	2,64	3,76
Mois le plus humide	Septembre	Juin	Février
Qt	1393	1322	621
$Re = SiO_2/Al_2O_3$	1,26	1,94	2,13

On constate par ailleurs, qu'à débit équivalent ($1300 < Qt < 1400$), le rapport Re est plus faible sur le Niger ($Re = 1,09$) que sur l'Amazone ($Re = 1,94$).

La nature des argiles formées dans les sols est donc sous l'influence combinée du climat et de la roche-mère. Toutes choses étant égales par ailleurs, la mobilité de la silice est d'autant plus forte que la proportion des roches cristallines est élevée. Lorsque les roches sédimentaires dominent, la formation de smectites est encouragée, comme en témoigne le bilan établi sur le bassin de la Garonne.

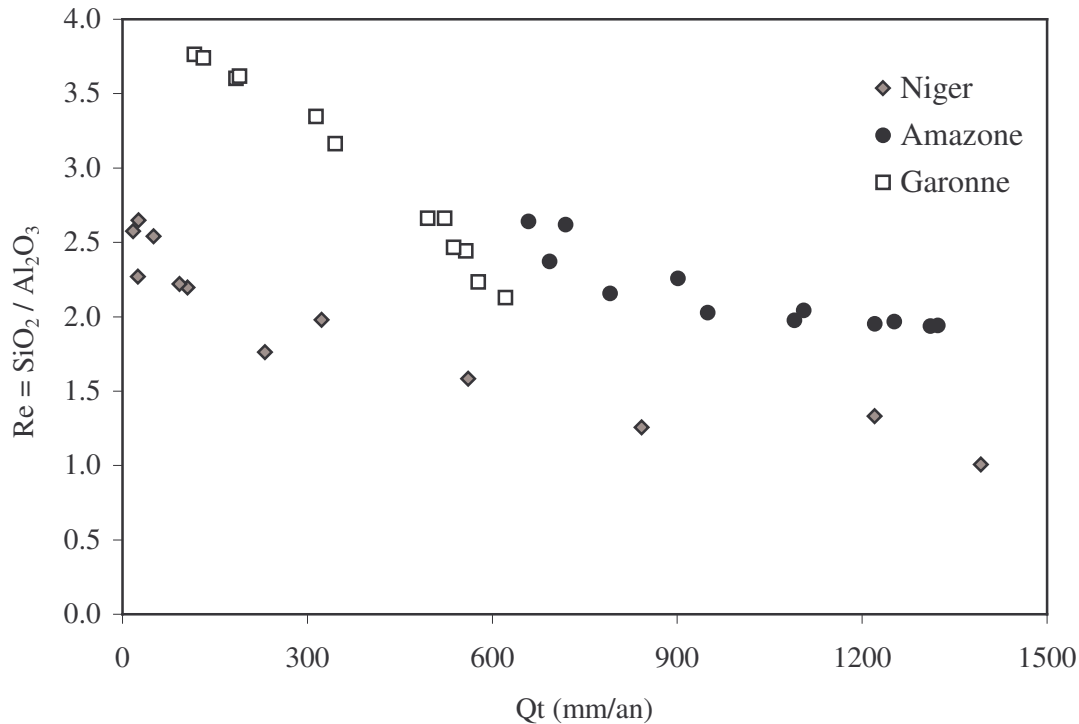


Figure 5.1- Evolution de la composition des produits d'altération, appréciée par le ratio $Re = SiO_2 / Al_2O_3$, en fonction du débit total (Qt , mm/an). Comparaison des moyennes mensuelles pour le Niger, l'amazone et la Garonne.

Suivant les conditions du milieu, les minéraux silicatés peuvent être altérés selon deux grands modes d'hydrolyse : l'hydrolyse totale et l'hydrolyse progressive.

L'hydrolyse totale suivie d'une recristallisation induit la néoformation d'argiles, caractéristique des climats tropicaux chauds et humides.

L'hydrolyse progressive conduit à la formation d'argiles héritées ou transformées (vermiculites, montmorillonites, etc) très proches des minéraux qui leur ont donné naissance : ce mode de formation caractérise les climats tempérés pour lesquels l'influence acidifiante des matières organiques est prépondérante.

4.2- Le pH et la pression partielle en CO_2 des sols

Le pH des sols est contrôlé par le drainage et par la nature lithologique du substratum. Toutes choses étant égales par ailleurs, plus le drainage est intense, plus les solutions sont diluées et plus le pH est acide. On s'attend donc à ce que les années sèches accompagnent une concentration de la solution du sol et donc une alcalinisation des eaux et qu'au contraire les années humides induisent une acidification des eaux.

Le tableau 5.11 confirme ces tendances sur l'Amazone qui affiche un pH égal à 6,79 en année humide contre 6,89 en année sèche. Sur le Niger, les différences sont beaucoup plus ténues.

En réalité, les différences se répercutent plutôt entre saison sèche et saison humide. Les écarts les plus significatifs à l'échelle d'un cycle hydrologique sont relevés sur le Niger (7,63 en saison sèche contre 7,13 en saison humide) où les contrastes climatiques sont forts. Les écarts attendus sur l'Amazone sont beaucoup moins importants.

Des résultats équivalents sont obtenus sur le Niger pour la teneur en HCO_3^- qui se concentre lorsque le climat devient plus sec et se dilue en conditions plus humides. Considérant l'Amazone, les choses s'inversent en raison de l'inversion de profil qui se manifeste par de fortes teneurs en HCO_3^- dans le ruissellement. Cette spécificité se répercute sur la teneur en bicarbonates qui est maximale pendant la saison humide et minimale pendant la saison sèche.

Tableau 5.11- Projection du pH, de la teneur en bicarbonates et de log fCO₂ sur les bassins du Niger et de l'Amazonie, pour des situations hydrologiques contrastées (année la plus sèche, année la plus humide, année moyenne, mois le plus sec, mois le plus humide).

		Année la plus sèche	Année la plus humide	Année moyenne	Mois le plus sec	Mois le plus humide
Niger	Qt	223	641	407	17	1393
	pH	7.18	7.15	7.18	7.63	7.13
	HCO ₃ ⁻	234	230	234	487	215
	log fCO ₂	-2.97	-2.95	-2.98	-3.11	-2.97
	pCO ₂ (ppmV)	1062	1117	1057	771	1083
Amazonie	Qt	505	1232	1001	658	1322
	pH	6.89	6.79	6.83	6.99	6.77
	HCO ₃ ⁻	421	440	431	374	447
	log fCO ₂	-2.43	-2.31	-2.36	-2.58	-2.29
	pCO ₂ (ppmV)	3685	4876	4368	2629	5137

La pression partielle de CO₂ est déduite du pH et de la teneur en HCO₃⁻. Les écarts les plus forts sont observés entre la saison sèche, pour laquelle pCO₂ est minimal, et la saison humide où pCO₂ est maximal. Sur l'Amazonie, la pression partielle en CO₂ est deux fois plus forte en saison humide qu'en saison sèche. Les variations interannuelles apparaissent également significatives pour l'Amazonie. On peut donc raisonnablement s'attendre à ce que le métabolisme des sols soit activé en phase humide. L'augmentation couplée de l'évaporation aux flux de CO₂ respiré (voir chapitre 3) préfigure un déstockage rapide du carbone des sols en cas de période humide, ce qui constituerait une rétro-action positive en cas de réchauffement climatique par augmentation des teneurs en CO₂ atmosphérique.

CONCLUSIONS GENERALES

1- Stratégie

L'objectif stratégique de cette recherche était de tester l'applicabilité des méthodes de **séparation d'hydrogramme** à la compréhension et à la prévision du **métabolisme biogéochimique** des bassins fluviaux, par l'identification des bilans, processus et mécanismes qui contribuent à la régulation physique, chimique et biologique de l'Environnement. Dans tous les cas, aux échelles annuelle et interannuelle, le climat et la réponse hydrologique oscillent, induisant des signaux naturels ou influencés par l'homme également oscillants.

La démarche a été appliquée à différentes échelles de temps et d'espace, sur des bassins fluviaux très variés d'un point de vue climatique, morphologique et lithologique. La lecture des variations de composition chimique des eaux le long d'un hydrogramme de crue, décryptée par modélisation, offre un outil de diagnostic et de prévision performant.

Cette démarche s'appuie sur l'identification de réservoirs sources qui alimentent des écoulements à composition chimique constante, mais dont le mélange se fait à contribution variable le long de tout hydrogramme de crue. Une estimation préalable des contributions moyennes annuelles de chaque écoulement au drainage total a été proposée. Cela revient à déterminer des fonctions qui caractérisent chacune un type d'écoulement particulier (R_s , R_i , R_b ...), établies par rapport au débit total annuel (Q_t , mm/an) et non pas par rapport à la pluviosité (P , mm/an). On définit ainsi l'humidité du climat par le débit, en s'affranchissant de l'évapotranspiration réelle (E , mm/an), jamais mesurable à l'échelle des bassins versants et dépendant du contexte morphologique ou de l'historique climatique.

L'avantage de la stratégie développée est de permettre, en situation de crise ou d'oscillations climatiques, l'extrapolation et la modélisation du comportement du bassin versant par la prévision des variations de contributions au débit total, de chaque écoulement dont les caractéristiques physico-chimiques sont établies.

Sans vouloir mettre en cause la validité du découpage, la question reste de savoir ce que représentent réellement chacun des réservoirs sélectionnés. Si certains types d'écoulements sont en effet bien identifiés, d'autres méritent d'être physiquement mieux définis.

2- Identification des écoulements

□ *Écoulement de nappe : R_b*

L'écoulement R_b est bien défini d'un point de vue chimique. Il draine un réservoir souterrain, en contact direct avec le front d'altération chimique. Ses eaux concentrées en éléments minéraux reflètent le rôle décisif joué par la dissolution des minéraux primaires, le long du cheminement des eaux au sein des profils de sol et des aquifères profonds. Le rôle de l'évaporation, jugé modeste à la lumière des mesures de $\delta^{18}O$ réalisées dans les nappes phréatiques, est en réalité très significatif dès lors que dans les bas-fonds, les nappes profondes circulent au voisinage de la surface et alimentent un écoulement superficiel qui se confond avec le retrait des eaux des plaines inondées. C'est précisément dans ces zones de bas-fonds que les valeurs de $\delta^{18}O$ sont significatives d'une concentration des solutions par évaporation. Ainsi, dissolution et évaporation contribuent ensemble aux fortes charges en solution dans R_b . On met ainsi en évidence l'intérêt de séparer dans l'écoulement de base deux composantes, distinguées notamment par la composition isotopique.

Lorsque le contexte hydroclimatique est contrasté, l'identification de deux composantes distinctes, résultant de la stratification chimique des nappes, est nécessaire. Les variations saisonnières de composition chimique dans R_b et la dérive des paramètres hydrologiques (coefficient de tarissement, coefficient de recharge, capacité du réservoir) s'interprète comme le résultat du mélange en proportions variables de la **composante de nappe superficielle**, N_s , et de la **composante de nappe profonde**, N_p (exemples du Niger et du Girou). En revanche, lorsque la stratification chimique est moins marquée, ou plus généralement que le rapport N_s/N_p est peu variable (climat humide), l'hypothèse d'un écoulement R_b à composition constante est donc parfaitement recevable.

□ Ruissellement superficiel : Rs

L'identification de Rs, paraît, à première vue, relativement simple. Les déphasages entre onde de turbidité et onde de crue, très généralement constatés, confortent la pertinence du choix de MES comme traceur du ruissellement superficiel.

Toutefois, l'analyse distincte de plusieurs crues sur le bassin de la Garonne et du Girou met en évidence la variabilité de la charge solide dans Rs. Celle-ci est d'autant plus forte que le débit spécifique du ruissellement superficiel QRs est élevé. Cette observation fondamentale nous amène à dissocier (1) une **composante de thalweg**, peu chargée en suspensions et dominante lors des crues de faible amplitude et (2) une **composante de versant**, très chargée en suspensions et dominante lors des crues de forte amplitude. Le cas du Niger amont livre des informations concordantes : l'écoulement rapide, homogène d'un point de vue hydrologique se décompose en trois réservoirs distincts Rs, Rh et Rr. En revanche, compte-tenu du nombre relativement faible d'excursions, la définition d'un écoulement Rs à charge solide constante est parfaitement acceptable dans le cas des fleuves du bassin de l'Amazonie, dominés à l'amont par la contribution andine, est tempérés à l'aval par l'action régulatrice des plaines d'inondation.

3- Méthodologie

La calibration précise des modèles de mélange suppose de disposer de données hydrologiques et chimiques suffisamment nombreuses et fiables, acquises en période de crue. Une approche strictement statistique livre la quantité de prélèvements à envisager pour obtenir une résolution définie des estimations.

Sur le bassin de l'Amazonie, le faible nombre de prélèvements (8 excursions seulement par bassin) limite la précision des estimations, ce qui *pénalise la lisibilité des données*. Toutefois, la diversité des paramètres mesurés et la stratégie d'observations simultanées en réseau de stations, compense le faible nombre d'excursions en permettant des croisements d'informations.

Sur le bassin de la Garonne, le réseau d'observatoires de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne n'offre pas un support d'études idéal. En effet, les données recueillies au pas de temps mensuel ne permettent pas, dans le cas de petits bassins, de caractériser les écoulements de surface dont l'expression, limitée aux crues, est furtive. En revanche, la chronologie des **processus lents**, incriminant notamment la fonte des neiges et la contribution des nappes phréatiques, sont parfaitement bien décrits. Le traitement des bases de données acquises selon un protocole d'échantillonnage resserré, permet de suivre les **processus rapides**, incriminant notamment le ruissellement superficiel et hypodermique. La combinaison des deux stratégies d'échantillonnage, incluant des prélèvements resserrés en période de crue et des prélèvements périodiques mensuels, apparaît donc indispensable.

Cependant, le suivi continu de certains paramètres comme la turbidité et la conductivité, dans le cas de la Garonne amont, témoigne parfaitement du caractère furtif de certains processus : éboulements, érosion des berges, vidange intermittente des karsts, etc.

Sur le bassin du Niger amont, dont l'hydrogramme de crue est annuel, on bénéficie d'un support d'étude exemplaire. Les prélèvements, réalisés selon une cadence bimensuelle, couvrent l'ensemble de la crue. Les contrastes hydrologiques se traduisent sur la composition chimique des eaux dont les fluctuations sont aisément interprétées.

4- Protocole

Au cours d'une période d'observation donnée, le débit varie dans des proportions considérables, et de façon parfois inattendue.

□ Fréquence et nombre d'observations

Pour atteindre le but fixé de la modélisation, il apparaît nécessaire de procéder à 75 observations échelonnées dans le temps :

(1)- soit 25 observations par an, échelonnées sur 3 ans (une année moyenne, une année sèche et une année humide) dans le cas des fleuves tropicaux à crue annuelle par exemple ;

(2)- soit 25 observations par crue, échelonnées sur 3 crues distinctes par leur amplitude, au cours d'une année, dans le cas des fleuves soumis à une influence climatique méditerranéenne par exemple.

□ Paramètres à analyser

De manière idéale, on doit pouvoir disposer d'analyses concernant une grande quantité de paramètres physico-chimiques.

(1)- L'ensemble des ions majeurs : calcium, magnésium, potassium, sodium, ammonium, nitrate, sulfate, chlorure, bicarbonate (déduit de l'alcalinité) et phosphate ; la balance ionique doit être assurée pour conforter la fiabilité des analyses.

(2)- La charge solide MES (matières en suspension) pourra éventuellement être complétée de sa composition minéralogique et de la partition granulométrique de ses constituants. En routine, et après calibration, une estimation de cette charge solide peut être réalisée sur le terrain par une mesure de turbidité, offrant ainsi un suivi continu des flux solides dans les Observatoires de l'Environnement. Par ailleurs, la conductivité mesurée en continu est un très bon indicateur de la charge totale en solution.

(3)- Les paramètres physico-chimiques : pH, O₂ dissous font l'objet de mesures directes sur le terrain.

(4)- La silice dont l'analyse est indispensable pour préciser la dynamique chimique des sols du bassin.

(5)- Les composantes du cycle biogéochimique du carbone : CO₂ dissous, DIC (carbone inorganique dissous), DOC (carbone organique dissous) et POC (carbone organique particulaire), complétée d'une partition granulométrique, toujours souhaitable.

En fonction du contexte agricole, industriel ou urbain, il peut être nécessaire de rechercher certains polluants spécifiques : métaux lourds, pesticides, etc. Il est recommandé de ne jamais se départir d'une analyse exhaustive des paramètres décrits ci-dessus, seuls capables de fournir le cadre d'une étude exploitable. L'acquisition complémentaire de données isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{15}\text{N}$, $^{87/86}\text{Sr}$) peut, selon les besoins de l'étude, se révéler nécessaire pour comprendre, par le menu, la complexité des processus engagés.

5- Validation et cohérence

La méthode de séparation d'hydrogramme a été testée en terme de cohérence biogéochimique et hydrologique. Ensuite, la confrontation des sorties du modèle avec les caractéristiques physiographiques et hydroclimatiques des fleuves Amazoniens offre un éclairage très intéressant qui valide définitivement le modèle proposé.

(1) Cohérence biogéochimique et hydrologique

D'un point de vue biogéochimique, la distribution des éléments majeurs est réglée par la dynamique des sols. De manière générale, on observe un gradient de concentration croissant de Rs vers Rb, qui reflète l'existence de processus de dissolution et d'évaporation qui caractérisent une séquence normale d'évolution des profils de sols, regardée en climoséquence, lithoséquence et toposéquence, elles aussi normales. Des inversions de profil, liées à des remontées biologiques (K⁺, SiO₂) ou au colluvionnement (Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻) se manifestent, le second processus concernant principalement les secteurs de montagnes. La dynamique d'altération et la chromatographie de la silice dans les paysages est parfaitement décrite par l'indice géochimique Re.

D'un point de vue hydrologique, la séparation d'hydrogrammes a permis une détermination précise des caractéristiques de chacun des bassins : coefficient de tarissement, volume des réservoirs, loi de recharge. D'excellentes corrélations ont pu être établies avec les données climatiques et morphologiques qui règlent de manière univoque la réponse hydrologique de chaque réservoir.

La combinaison des résultats hydrologiques et des résultats chimiques a permis de reconstituer et de prévoir le métabolisme des bassins versants considérés en réponse aux variations du climat.

(2) L'éclairage des facteurs

Un élément qui confirme définitivement la pertinence du modèle et qui donne du sens aux résultats obtenus concerne l'excellente corrélation observée entre la composition chimique des réservoirs source et les caractéristiques des bassins fluviaux, tant d'un point de vue hydroclimatique, lithologique que morphologique. La combinaison de trois facteurs : l'altitude moyenne (m), le débit total (mm/an) et le facteur lithologique (FR), permet d'expliquer plus de 80% de la variabilité inter-bassin sur les fleuves Amazoniens (n=10). Il est concevable de transposer ces résultats à d'autres bassins fluviaux dont les paramètres environnementaux sont connus et ainsi identifier les mécanismes qui contrôlent leur biogéodynamique ou métabolisme interne. **La déconvolution des rôles de chaque facteur** suppose une multiplication des études de cas qui viendront affiner les tendances pressenties.

L'un des résultats les plus frappants concerne la relation entre l'ordre chronologique des ondes de crue de chaque réservoir et le signal isotopique $\delta^{18}\text{O}$. On établit que les eaux de drainage de Rs sont tantôt allégées en oxygène 18 par rapport à Ri, ce qui était attendu, tantôt alourdies en oxygène 18, ce qui apparaît plus délicat à interpréter. En réalité, l'anomalie se manifeste d'autant plus clairement que l'écoulement intermédiaire est précoce, autrement dit lorsque l'extension des surfaces aval saturées en eau assure une réactivité hydrologique accrue. Ces conditions sont réunies lorsque le climat est très humide, sans saison sèche marquée, que la morphologie des bassins est plate et que le temps de parcours des eaux entre l'amont et l'aval demeure modeste. Le signal isotopique lourd de la pluie se porte alors sur Rs en début de montée de crue alors que le signal allégé qui lui succède se porte sur Ri à la pointe de crue. L'inversion est renforcée par les précipitations qui s'abattent directement sur le réseau hydrographique et qui sont confondues avec l'écoulement Ri. Lorsque la montée de crue est plus échelonnée, comme sur le Rio Madeira, le pic contributif du ruissellement intervient peu de temps avant le pic de crue auquel cas le signal isotopique des pluies, allégé, se répercute sur Rs. Par ailleurs, sous l'effet de l'altitude, l'allègement des eaux de ruissellement est renforcé. En revanche, l'écoulement intermédiaire dont l'expression est différée est alimenté par des eaux qui ont été soumises à l'action de l'évaporation dans l'intervalle de temps allongé entre recharge hydraulique et drainage. Le signal isotopique est alors conforme aux présuppositions théoriques.

La logique de partition isotopique entre les réservoirs source Rs et Ri, parfaitement décryptée par la prise en compte des facteurs morphologiques et climatiques des bassins, constitue à l'évidence un élément de validation fort qui se joint aux pièces à conviction déjà apportées.

6- Résultats

L'examen des résultats fait émerger deux niveaux de lecture correspondant à deux domaines d'application que sont la recherche conceptuelle et le diagnostic. La démarche retenue permet de traiter aussi bien des questions environnementales globales, concernant par exemple le cycle biogéochimique du carbone, que des questions régionales ou locales, au service de l'expertise et de l'étude d'impact. Bien que les enjeux soient différents, l'approche méthodologique reste identique. Les champs d'application sont nombreux. Le bilan scientifique de cette recherche est résumé dans les 8 points qui suivent.

(1) Inversion de profil

L'inversion de profil se manifeste par une distribution anormale des espèces chimiques dans le paysage. Elle a pour origine le surélèvement et la mise à l'affleurement de roches sédimentaires immatures, en altitude, sous l'action de la tectonique des plaques. Le colluvionnement de minéraux non encore altérés dans les plaines se répercute sur le signal chimique du ruissellement de surface, enrichi en calcium, magnésium et bicarbonates. Ce mécanisme apparaît clairement dans le cas des Rios Solimões, Madeira et de la Garonne qui drainent des bassins versants montagneux.

L'inversion de profil a également une origine biologique. Le recyclage du potassium, lié au prélèvement et à la rétrocession de cet élément par les plantes en surface, a clairement été mis en évidence dans le ruissellement superficiel. Des mécanismes similaires sont suggérés par une répartition parfois inversée de silice, incriminant le travail des termites et le recyclage des plantes sous forme de phytolithes.

Enfin, l'inversion de profil est liée, dans les sols très riches en matière organique, dans lesquels est induite notamment une concentration de nitrate dans Rs corrélative à une diminution dans Rb.

(2) Dynamique des plaines d'inondation

Sur les grands bassins versants tropicaux et équatoriaux, la confluence de masses d'eaux considérables produit l'inondation à grande échelle de plaines alluviales. Ces surfaces inondées ont un effet régulateur sur les flux d'eau (échanges nappes-rivières), de sédiments (dépôts) et de substances bioactives (minéralisation, photosynthèse), ce qui a une incidence non-négligeable sur le bilan biogéochimique des bassins fluviaux. Le métabolisme des cours d'eau, activé en milieu oxydant, peut dénaturer le signal chimique et isotopique des eaux de drainage, plus particulièrement en période d'étiage (écoulement Rd des Rios Amazoniens). L'éclairage apporté, dans le bassin du Niger amont, par l'apparition d'une onde salée précoce, est à ce titre significatif des interférences subies par l'écoulement de base Rb.

Toutefois, il faut bien garder à l'esprit que sur le bassin de l'Amazonie, la surface des zones immergées est en moyenne inférieure à 5% de la superficie totale. De plus, les temps de résidence sont relativement courts et il serait inexact de croire que tout se passe dans le cours d'eau. L'Amazonie est fondamentalement un système interactif Sol-Plante-Eau. Dans l'ensemble, le cours d'eau et ses plaines d'inondation ne modifient pas considérablement les équilibres acquis dans les sols.

(3) Erosion mécanique

Le ruissellement de surface est le principal vecteur de l'érosion mécanique. L'humidité du **climat** est donc le principal facteur de contrôle de l'érosion mécanique.

L'étude du bassin de l'Amazonie révèle l'existence de deux composantes que sont l'**ablation** de minéraux primaires immatures et l'érosion diffuse des produits d'altération. La contribution de l'ablation au bilan de l'érosion mécanique apparaît très forte en cas d'affleurements de marnes et de black shales. Aussi, la **lithologie** contrôle la charge solide du ruissellement de surface, au même titre que la **morphologie** du bassin versant, qui définit le potentiel de régulation des exportations solides.

L'exemple du Niger montre l'existence de deux composantes de ruissellement qui alternent au cours d'un cycle hydrologique. Leur contribution variable au débit total définit un ruissellement total dont la charge solide est variable : forte en début de saison humide lorsque les sols sont nus ; et faible en fin de saison humide lorsque la **couverture herbacée** est bien installée.

L'exemple du Girou illustre les effets de la **pression agricole** et des surfaces labourées sur la charge solide du ruissellement. La comparaison de crues, à différents moments du calendrier agricole, fait apparaître un renforcement très significatif de la charge solide du ruissellement, estimé 3 fois plus fort sur terrain labouré que sur terrain cultivé.

(4) Erosion chimique

L'érosion chimique prépare le terrain à l'érosion mécanique. L'écoulement de base, en contact direct et prolongé avec le front d'altération, est le principal vecteur de l'érosion chimique. Le rendement d'altération apparaît d'autant plus grand que le temps de renouvellement des nappes est long, ou autrement dit que le climat est sec. Toutefois, en bilan, l'érosion chimique est plus forte en climat humide. L'approche développée permet de déterminer le budget de consommation du CO₂ qui varie d'un bassin à l'autre, mais également, d'une année sur l'autre, dans des proportions considérables, en fonction des conditions climatiques. Par ailleurs, on note que la présence de karsts sur le bassin de la Garonne contribue à une accélération très nette du budget de consommation du CO₂.

Le contrôle de l'érosion chimique apparaît lié à la disponibilité de substrat minéral facilement altérable (weathering-limited erosion) et au temps de séjour des solutions (transport-limited erosion).

La chromatographie de la silice dans les paysages se lit dans les oscillations du rapport géochimique Re, d'autant plus élevé que le climat est sec. Le lessivage différentiel de la silice oriente la nature des produits d'altération des sols. La lithologie, la pluviosité, la demande évaporatoire et la température règlent ensemble les conditions d'exportation de la silice et le métabolisme minéral des sols.

(5) Dynamique du paysage

La dynamique des paysages est décrite par comparaison des vitesses d'érosion chimique et mécanique. Cette approche se révèle fructueuse dans le cas des bassins fluviaux exempts de roches carbonatées, comme le Niger. En présence de carbonates, l'ablation de surface intervient significativement dans le bilan d'érosion mécanique en même temps que le front de décarbonatation s'abaisse, sans qu'il soit permis d'en établir un budget précis. Seul le cas du Girou, dont la composition géologique est suffisamment homogène, permet d'établir un bilan de décarbonatation fiable.

Les exemples du Niger, du Rio Negro et du Rio Jutai montrent un équilibre entre érosion chimique et érosion mécanique. La prévalence de l'érosion chimique sur l'érosion mécanique, qui détermine l'approfondissement des profils, dépend à la fois du climat et de la topographie. Dans certains cas, c'est l'érosion mécanique qui l'emporte, auquel cas le profil d'altération diminue d'épaisseur. Dans l'autre, l'érosion chimique l'emporte et les profils s'épaississent, définissant ainsi une limite déterminée par les 2 facteurs essentiels : humidité du climat et pente topographique. Le poids relatif de chacun de ces deux facteurs reste à déterminer.

(6) Dynamique de l'azote

La dynamique de l'azote dans les milieux naturels dépend des conditions redox dans les sols, qui sont contrôlés par les flux de minéralisation, mais qui en retour contrôlent la réduction et les flux de dénitrification.

En conditions naturelles, les teneurs en azote dissous, essentiellement sous forme de nitrates, apparaissent parfois réduites dans l'écoulement de base Rb où peut s'opérer la dénitrification. En revanche, le ruissellement Rs, qui draine les horizons organiques des sols, est parfois plus concentré en nitrates, en raison de l'abondance de la matière organique dans les horizons superficiels. Les flux d'exportations d'azote sont contrôlés par le potentiel épurateur de Rb, lui-même défini par la profondeur des nappes phréatiques et l'extension des zones humides, naturellement propices à la dénitrification dans le cas du Girou.

En cas de pollution azotée, comme dans le bassin du Girou, les flux d'exportations d'azote sont contrôlés par le débit de l'écoulement intermédiaire, principal vecteur de nitrates. L'écoulement intermédiaire contribue à plus de 50% du flux annuel. Les mécanismes de dénitrification, inféodés aux ripisylves et nappes sub-affleurantes, jouent un rôle décisif, après lixiviation du stock de nitrates contenu dans le domaine non-saturé des sols. A l'étiage, les concentrations de nitrates mesurées dans les eaux sont généralement très faibles ($< 10 \text{ mg/L}$). La contradiction apparente entre la composition en nitrates mesurée dans les nappes, plutôt forte, et celle estimée dans Rb par séparation d'hydrogramme, généralement basse, illustre l'influence prépondérante des "portes de sortie" des écoulements qui oblitèrent parfois l'information du terrain.

(7) Dynamique du carbone

Dans les sols, la dynamique du carbone dépend essentiellement des conditions climatiques et des paramètres lithologiques (teneur en calcaire) qui déterminent le turn-over de la matière organique. La minéralisation de la matière organique fraîche, l'humification et la minéralisation secondaire de l'humus stable sont clairement perçus par l'analyse des données isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ dans POCC, assimilé aux litières, et dans POCF, assimilé à l'humus stable. L'écart de composition isotopique entre la matière organique fraîche (POCC) et le carbone inorganique libéré par minéralisation DIC* (après correction de la contribution des carbonates) est interprété comme le témoin de la respiration des sols. Le fractionnement est d'autant plus grand que la part de CO_2 respiré est importante ; les podzols tropicaux présentent les taux de respiration les plus grands tandis que les sols brun rouge tropicaux encouragent plutôt le recyclage de CO_2 par altération chimique. Les sols qui se développent sur les roches cristallines ne permettent qu'un recyclage très lent du CO_2 . Celui-ci est exporté dans les eaux de drainage sous forme de molécules hydrosolubles (DOC), ou évaporé par gradient de pression, faute de substrat minéral altérable.

Par ailleurs, la confrontation des signaux isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ suggère l'existence d'un couplage entre la respiration de CO_2 par les sols et l'évaporation. Le budget de consommation du CO_2 serait ainsi étroitement lié à la demande évaporatoire : plus l'évaporation est forte, plus la respiration

de CO₂ est active et plus la quantité de CO₂ consommée par altération est faible. Les implications scientifiques, concernant notamment la connexion du métabolisme des sols avec le climat, et en toile de fond l'effet de serre, ouvre des perspectives prometteuses.

Dans les rivières Amazoniennes, le bilan de consommation du carbone est finalement peu modifié. L'analyse isotopique du DIC révèle la minéralisation de matière organique, mais dans des proportions assez faibles (< 10%). L'étude a permis d'identifier trois pools de carbone diversement labiles selon les interactions existantes avec les sédiments (dépendant de leur dimension), qui ont un effet protecteur, selon l'état d'oxydation du carbone et selon le rapport C/N des molécules. La fraction dissoute formée par dégradation diagénétique du POCC, apparaît particulièrement instable et pourrait alimenter les flux de respiration de la rivière.

(8) Perturbation anthropique

La perturbation anthropique a pu être établie de manière objective par la mesure de variations de composition physico-chimique des réservoirs. La charge solide dans Rs, accrue en dehors des périodes de cultures, et l'augmentation printanière des concentration en nitrates dans Ri, faisant suite aux épandages d'engrais, constituent deux exemples significatifs.

Parmi les questions les plus pertinentes qui émergent, figurent notamment :

- la définition des seuils de pollution par rapport aux bruits de fond qui, au cours d'un cycle hydrologique annuel ou interannuel, sont fluctuants en fonction du climat ;
- le contrôle du succès ou de l'échec des directives imposées aux pratiques agricoles ou industrielles, et aux travaux d'aménagement du territoire, par la mise en place progressive d'une véritable capacité d'expertise.

BIBLIOGRAPHIE

AVANT-PROPOS

AMIOTTE-SUCHET P. et PROBST J.L. (1996)- Origines du carbone inorganique dissous dans les eaux de la Garonne. Variations saisonnières et interannuelles. *Sci. Géol. Bull.*, **49**, 101-126, Strasbourg.

BOEGLIN J.L. et PROBST J.-L. (1996)- Transports fluviaux de matières dissoutes et particulaires sur un bassin versant en région tropicale : le bassin amont du Niger au cours de la période 1990-1993. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg.

BOEGLIN J.L. et TARDY Y. (1997a)- Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Découpage d'hydrogramme en quatre écoulements. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **325** (2a), 125-131.

BOEGLIN J.L., MORTATTI J. et TARDY Y. (1997b)- Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Bilan géochimique de l'altération en milieu tropical. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **325**, 2a, 185-191.

BOEGLIN J.L. et PROBST J.L. (1998a)- Physical and chemical weathering rates and CO₂ consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin. *Chem. Geol.*, **148**, 137-156.

BOEGLIN J.L., ROQUIN C., MORTATTI J. et TARDY Y. (1998b)- Erosion chimique et mécanique sur les bassins du Niger et de l'Amazone. Evolution climatique et paléoclimatique des paysages tropicaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **326**, 2a, 625-632.

ETCHANCHU D. et PROBST J.L. (1986) - Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **302** (2), 1063-1068.

ETCHANCHU D. (1988)- Géochimie des eaux du bassin de la Garonne. Transferts de matières dissoutes et particulaires vers l'Océan Atlantique. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Toulouse III, 156 p.

ETCHANCHU D. et PROBST J.-L. (1988)- Evolution of the chemical composition of the Garonne river during the period 1971-1984. *Hydrol Sci J*, **33**, 243-256.

ETCHEBER H. (1986) – Biogéochimie de la matière organique en milieu estuarien : comportement, bilan, propriétés. Cas de la Gironde. *Mém. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 379 p.

FORSBERG B.R., DEVOL A.H., RICHEY J.E., MARTINELLI L.A. et DOS SANTOS H. (1988)- Factors controlling nutrient concentrations in Amazon floodplain lakes. *Limnology and Oceanography*, **33**, 41-56.

HEDGES J.I., COWIE G.L., RICHEY J.E., QUAY P.D., BENNER R. et STROM M. (1994)- Origins and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbohydrates and amino acids. *Limnology and Oceanography*, **39**, 743-761.

MARTINELLI L.A., VICTORIA R.L., DEMATTE J.L.I., RICHEY J.E. et DEVOL A.H. (1993)- Chemical and mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments, Brazil. *Applied Geochemistry*, **8**, 391-402.

MEADE, R.H., DUNNE T., RICHEY J.E., SANTOS U. M. et SALATI E. (1985)- Storage and remobilization of sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, **228**, 488-490.

MORTATTI J. (1995)- Erosão na Amazônia : processos. Modelos e balanço. Ph-D Thesis, Univ. São Paulo, Brazil.

QUAY, P.D., WILBUR D.O., RICHEY J.E., HEDGES J.I., DEVOL A.H. et VICTORIA R.L. (1992)- Carbon cycling in the Amazon River: Implications from the ¹³C composition of particles and solutes. *Limnology and Oceanography*, **37**, 857-871.

PROBST J.L. (1983)- Hydrologie du bassin de la Garonne. Modèle de mélange. Bilans de l'érosion. Exportation des phosphates et des nitrates. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Toulouse III, 148 p.

- PROBST J.L. et BAZERBACHI A. (1986)- Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol. Bull.*, **39**, 79-98, Strasbourg.
- RICHEY J.E., MEADE R.H., SALATI E., DEVOL A.H., NORDIN C.F. et DOS SANTOS U. (1986)- Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River : 1982-1984. *Water Resources Research*, **22**, 756-764.
- RICHEY J.E., HEDGES J.I., DEVOL A.H., QUAY P.D., VICTORIA R.L., MARTINELLI L.A. et FORSBERG B.R. (1990)- Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. *Limnology and Oceanography*, **35**, 352-371.
- SEMHI K. (1996)- Erosion et transferts de matières sur le bassin versant de la Garonne. Influence de la sécheresse. *Thèse Doct.*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 203 p.
- TARDY Y., BUSTILLO V. et BOEGLIN J.L. (2004)- Geochemistry applied to the watershed survey: case of the Niger River, Africa. *Applied Geochemistry*, **19**, 469-518.
- VEYSSY E., COLAS C., ETCHEBER H., MANEUX E. et PROBST J.L. (1996)- Transports fluviaux de carbone organique par la Garonne à l'entrée de l'estuaire de la Gironde. *Sci. Géol. Bull.*, **49**, 127-153, Strasbourg.
- VICTORIA R.L., MARTINELLI L.A., MORTATTI J. et RICHEY J.E (1991)- Mechanisms of water recycling in the Amazon Basin: Isotopic insights. *Ambio*, **20**, 384-387.

INTRODUCTION

- BOEGLIN J.-L. et PROBST J.-L. (1996)- Transports fluviaux de matières dissoutes et particulières sur un bassin versant en région tropicale : le bassin amont du Niger au cours de la période 1990-1993. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg.
- COSANDEY C. et ROBINSON M. (2000)- Hydrologie continentale. Ed. Armand Colin, 360 p.
- DINCER T., PAYNE B.R., FLOWKOWSKI T., MARTINEC J. et TONGIORGI E. (1970)- Snowmelt runoff from measurements of Tritium and ¹⁸O. *Water Resources Research*, **6**, 110-124.
- ETCHANCHU D. et PROBST J.L. (1986)- Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **302** (2), 1063-1068.
- FETH J.H., ROBERSON C.E. et POLZER W.L. (1964)- Sources of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada. *US Geol. Surv. Water Supply Paper*, **1535** (1), 1-70.
- HOOPER R.P. et SHOEMAKER C.A. (1986)- A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. *Water Resources Research*, **22**, 1444-1454.
- HUBERT P. (1989)- La séparation de l'hydrogramme. Apport des méthodes isotopiques. *Hydrogéologie*, **3**, 143-150.
- LASALA, A.M. Jr. (1967)- New approaches to water-resources investigations in upstate New York. *Ground Water*, **5** (1), 6-11.
- MEADE R.H., WEIBEZAHN F.H., LEWIS W.M., et HERNANDEZ D.P. (1990 a)- Suspended sediment budget for the Orinoco River. In: The Orinoco River as an Ecosystem, F.H. Weibezahn, H. Alvarez, and W.M. Lewis (eds), Impresos Rubel, Caracas, 55-79.
- MEADE R.H., YUZYK T.R., et DAY T.J. (1990 b)- Movement and storage of sediment in rivers of the United States and Canada. In: Surface Water Hydrology, M. G. Wolman and H.C. Riggs (eds), *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **11**, 255- 280, Boulder, Colorado.
- MEROT P. (1988)- Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. *Hydrologie Continentale* **3** (2), 105-115.
- NEAL C., ROBSON A., REYNOLDS B. et JENKINS A. (1992)- Prediction of future short-term stream chemistry - a modelling approach. *Journal of Hydrology*, **130** (1/4), 87-103.

- OLIVRY J.C., BRICQUET J.P., THIEBAUX J.P. et SIGHA N. (1988)- Transports de matières sur les grands fleuves des régions intropicales: les premiers résultats des mesures de flux particuliers du fleuve Congo. In *Sediment Budgets*, M.P. Bordas and D.E. Walling (eds), IAHS Publ., 174, 509-521.
- PILGRIM D.H.; HUFF D.D. et STEELE T.D (1979)- Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water Resources Research*, **15**, 329-339.
- PINDER G.F. et JONES J.F. (1969)- Determination of the ground water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resources Research*, **5**, 438-455.
- PROBST J.L. (1983) – Hydrologie du bassin de la Garonne. Modèle de mélange. Bilans de l'érosion. Exportation des phosphates et des nitrates. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Toulouse III, 148 p.
- PROBST J.L. et BAZERBACHI A. (1986)- Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Geol. Bull.*, **39**, 1, 78-98, Strasbourg.
- PROBST J.L. et SIGHA N. (1989)- Estimation de l'écoulement superficiel et de sa charge en suspension sur quelques grands bassins fluviaux du monde. *C.R. Acad. Sci.*, **309** (2), 357-363, Paris.
- PROBST J.L. (1992)- Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes. Bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sci. Geol. Mém.*, **94**, Strasbourg.
- ROBSON A. et NEAL C. (1990)- Hydrograph separation using chemical techniques - an application to catchments in mid-wales. *Journal of Hydrology*, **116** (1/4), 345-363.
- SARRAILH J.M. (1990)- Mise en valeur de l'écosystème forestier guyanais. Opération ECEREX. INRA, Paris.
- TAKEUCHI K., SAKAMOTO Y. et HONGO Y. (1984)- Discharge characteristics of NO₃ for the analysis of basin, wide circulation of water and environmental pollutants in a small river basin. *Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering*, **2** (1), 73-85.
- TARDY Y., BUSTILLO V. et BOEGLIN J.L. (2004)- Geochemistry applied to the watershed survey. A case study : the Niger river, Africa. *Applied Geochemistry*, **19**, 469-518.
- VISOCKY A.P. (1970)- Estimating the ground water contribution to storm runoff by the electrical conductance method. *Ground water*, **8** (2), p. 5-10

CHAPITRE 1

- ABDUL A.S. et GILLHAM R.W. (1989)- Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *J. Hydrol.*, **112**, p.1-18.
- AMBROISE B. (1998)- Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1- Processus et facteurs. *Revue des Sciences de l'Eau*, **11**, 471-495.
- AMIOTTE-SUCHET P. et PROBST J.L. (1996)- Origines du carbone inorganique dissous dans les eaux de la Garonne. Variations saisonnières et interannuelles. *Sci. Géol. Bull.*, **49**, 1-4, p. 101-126, Strasbourg.
- ARAÚJO A.A.M. et DIAS N.L. (1995)- Separação do hidrograma de cheias através de filtros auto-recursivos. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 11.; Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa, 2, Recife, 267-272.
- BARNES B.S. (1939)- The structure of discharge recession curves. *Trans. Am. Geophys. Union*. **20** (4), 721-725.
- BOEGLIN J.-L. et PROBST J.-L. (1996)- Transports fluviaux de matières dissoutes et particulières sur un bassin versant en région tropicale : le bassin amont du Niger au cours de la période 1990-1993. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg.
- BERNER E.K. et BERNER R.A. (1987)- The global water cycle. Geochemistry and environment. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

- BOEGLIN J.L. et TARDY Y. (1997)- Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Découpage d'hydrogramme en quatre écoulements. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **325** (2a), 125-131.
- BOEGLIN J.L., MORTATTI J. et TARDY Y. (1997)- Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Bilan géochimique de l'altération en milieu tropical. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **325** (2a), 185-191.
- BOEGLIN J.L., ROQUIN C., MORTATTI J. et TARDY Y. (1998)- Erosion chimique et mécanique sur les bassins du Niger et de l'Amazonie. Evolution climatique et paléoclimatique des paysages tropicaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **326** (2a), 625-632.
- CAPPUS P. (1960)- Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. Bassin versant expérimental d'Alrance, *La Houille Blanche*, **A**, 493-520.
- CASTANY G. (1963)- Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Paris.
- CROS-CAYOT S. (1996) - Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. Contexte armoricain. *Thèse de Docteur* de l'ENSAR, 218 p. + annexes.
- DREVER J.I. (1982)- The Geochemistry of natural waters, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- DREVER J.I. (1988)- The Geochemistry of natural waters, 2nd ed., Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- DREVER J.I. et CLOW D.W. (1995)- Weathering rates in catchments. In : White, A.F., Brantley, S.L. (Eds.), Chemical weathering rates of silicates minerals. Mineral. Soc. Am., Washington DC, pp. 463-483.
- DREVER J.I. (1997)- The geochemistry of natural waters. 3rd ed., Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey.
- DUNNE T. et BLACK R.D. (1970)- An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Wat. Resources Res.* **6**, 478-490.
- DUNNE T., MOORE T.R. et TAYLOR C.H. (1975)- Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions. *Hydrol. Sci. Bull.* **20** (3), 305-327.
- ECKHARDT K. (2005)- How to construct recursive filters for baseflow separation. Hydrological processes (à paraître).
- ETCHANCHU D. (1988)- Géochimie des eaux du bassin de la Garonne. Transfert de matières dissoutes et particulaires vers l'océan Atlantique. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Toulouse III, 156 p.
- FETH J.H., ROBERSON C.E. et POLZER W.L. (1964)- Sources of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada. *US Geol. Surv. Water Supply Paper*, **1535** (1), 1-70.
- FRITZ P., CHERRY J.A., WEKER K.U., et SKLASH M.G. (1976)- Storm runoff analysis using environmental isotopes and major ions. In: Interpretation of environmental isotopes and hydrochemical data in groundwater hydrology, IAEA publ., Vienna, 111-131.
- GAC J.Y. (1980)- Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération. de l'érosion et de la sédimentation. *Trav. Doc. ORSTOM*. Paris. **23**. 251 p.
- GARRELS R.M. et CHRIST C. (1965)- Minerals solutions and Equilibria. Harper and Row, New York.
- GARRELS R.M. (1967)- Genesis of some groundwaters from igneous rocks. In : Abelson, P.H. (Ed.), Researches in geochemistry, Vol. 2 Wiley, New York, pp. 405-420.
- GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1967)- Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. Equilibrium concepts in natural water systems. *Am. Chem. Soc. Adv. Chem.*, **67**, 222-242.
- GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1971)- Evolution of sedimentary Rocks. Norton W. and Co, NY.
- GUYOT J.L. (1993)- Hydrochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. ORSTOM Editions, Paris.
- HEDGES J.I., MARGOYA E., TSAMAKIS E., McCLAIN M.E., AUFDENKAMPE A., QUAY P., RICHEY J.E., BENNER R., OPSHAL S., BLACK B., PIMENTEL T., QUINTANILLA J. et MAURICE L. (2000)- Organic matter in Bolivian tributaries of the Amazon River: a comparison to the lower mainstream. *Limnology and Oceanography*, **45** (7), 1449-1466.

- HEWLETT J.D. (1961 a)- Some ideas about storm runoff and baseflow. USDA Forest service. Southeast Forest Experiment Station. Annual Report pp. 62-66.
- HEWLETT J.D. (1961 b)- Soil moisture as a source of baseflow from steep mountain watersheds. USDA Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Station Paper n°32.
- HEWLETT J.D. et HIBBERT A.R. (1967)- Factor affecting the response of small watershed to precipitation in humid areas. Intern. Symp. On Forest Hydrology, p. 275-290, Pergamon, New-York.
- HEWLETT J.D. (1974)- Comments on letters relating to "role of subsurface flow in generating surface runoff, 2, upstream source areas" by Allan Freeze, *Water Ressources Res.*, **13**, p. 259-266.
- HEWLETT, J.D. (1982)- Principles of forest hydrology, University of Georgia Press, Athens, 183 p.
- HINO M. et HASEBE M. (1981)- Analysis of hydrologic characteristics from runoff data - A hydrologic inverse problem. *Journal of Hydrology*, **49**, 287-313.
- HINO M., HASEBE M. (1986)- Separation of a storm hydrograph into runoff components by both filter-separation method and environmental isotope tracers. *Journal of Hydrology*, **85**, p.251-264.
- HORTON R.E. (1933)- The role of infiltration in the hydrologic cycle, Trans. AGU, **14**, 446-460.
- KUMP L.R., BRANTLEY S.L. and ARTHUR M.A. (2000)- Chemical weathering, atmospheric CO₂ and climate. *Annu. Rev. Planet. Sci.*, **28**, 611-667.
- MAILLET E. (1905)- Essai d'hydraulique souterraine et fluviale. Librairie Sci., A. HERMAN, Paris.
- MAILLET E. (1906)- Le vidage des systèmes de réservoirs. *Ann. Des Ponts et Chaussées*. Mémoires et Documents, **21** (8), 38p.
- MANGIN A (1981)- Apports des analyses corrélatrices et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. *C.R. Acad. Sci.*, **293** (2), 1011-1014.
- Mc KNIGHT D., THURMAN E.M., et WERSHAW R.L. (1985)- Biochemistry of aquatic humic substances in Thoreau's Bog, Concord, Massachusetts. *Ecology*, **66**, 70-76.
- MEROT P. (1988)- Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. *Hydrologie Continentale* **3** (2), 105-115.
- MILLER E.K. et DREVER J.I. (1977 a)- Water chemistry and related controls on surface water chemistry in the Absaroka mountains, Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **41**, 1693-1702.
- MILLER E.K. et DREVER J.I (1977 b)- Water chemistry of a stream following a storm, Absaroka Mountains, Wyoming. *Geol Soc. Am. Bull.* **88**, 286-290.
- MOOK W.G., GROENVELD D.J., BROWN A.E. et RIBEIRO M.N.J. (1974)- Analysis of a runoff hydrograph by means of natural ¹⁸O. In: Isotope techniques in groundwater hydrology, IAEA publ., Vienna, 1, 145.
- MORTATTI J. (1988)- Estudo das alterações ecológicas na região noroeste do Brasil em função da colonização intensiva. Programa Polonoroeste, MCT-CNPq Brazil, Relatório N° 3.
- MORTATTI J., PROBST J.L. et TARDY Y. (1994)- Avaliação do escoamento superficial na Bacia Amazônica através do transporte de material fluvial. *Geochimica Brasiliensis*, **8** (2), 235-243.
- MORTATTI J., MORAES J.M., VICTORIA R.L. et MARTINELLI L.A. (1997)- Hydrograph separation of the Amazon River: A methodological study. *Aquatic Geochemistry*, **7**, 1-12.
- OLIVER B.G., MALCOLM R.L. et THURMAN E.M. (1983)- The contribution of humic substances to the acidity of colored natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 2031-2035.
- PEDRO G. (1966)- Intérêt géochimique et signification minéralogique du paramètre moléculaire $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ dans l'étude des latérites et des bauxites. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, **18**, 19-31, Paris.
- PEDRO G. (1968)- Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **10** (5), 457-470, Paris.
- PROBST J.L. et SIGHA N. (1989)- Estimation de l'écoulement superficiel et de sa charge en suspension sur quelques grands bassins fluviaux du monde. *C.R. Acad. Sci.*, **309** (2), 357-363, Paris.

- ROCHE M. (1963) – Hydrologie de surface. Ed. GAUTHIER-VILLARS (ORSTOM), Paris, 430 p.
- ROCHE M. (1967) – Essai de définition d'un hydrogramme standard. *Bull. A.I.H.S.*, **12** (4), 19-33.
- STALLARD R.F. et EDMOND J.M. (1981)- Geochemistry of the Amazon 1. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge. *J. Geoph. Res.*, **86**, 9844-9458.
- STALLARD R.F. et EDMOND J.M. (1983)- Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *J. Geoph. Res.*, **88**, 9671-9688.
- STALLARD R.F. et EDMOND J.M. (1987)- Geochemistry of the Amazon 3. Weathering chemistry and limits to dissolved inputs. *J. Geoph. Res.*, **92**, 8293-8302.
- TARDY Y. (1968)- Une méthode de détermination des types d'altération actuels par l'étude des eaux en pays granitiques et gneissiques. *C.R. Acad. Sci.* **267** (série D), 579-582, Paris.
- TARDY Y. (1969)- Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, Mém. n°**31**, , Strasbourg.
- TARDY Y. (1971) – Characterisation of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline rocks. *Chem. Géol.*, **7**, 253-271.
- TARDY Y. (1993)- Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson, Paris.
- TARDY Y., MORTATTI J., VICTORIA R., MARTINELLI L., RIBEIRO A., CERRI C., PICCOLO M., LEITE DE MORAES J., PROBST J.L., ANDREUX F. et VOLKOFF B. (1993 a)- Hydroclimatology and biogeochemistry of the Amazon. 1. Erosion. *Chemical Geology*, **107**, 333-336.
- TARDY Y., MORTATTI J., VICTORIA R., MARTINELLI L., RIBEIRO A., CERRI C., PICCOLO M., LEITE DE MORAES J., PROBST J.L., ANDREUX F. et VOLKOFF B. (1993 b)- Hydroclimatology and biogeochemistry of the Amazon. 2. Geochemical cycles. *Chemical Geology*, **107**, 411-414.
- TARDY Y. (1994)- PIRAT : Programme Interdisciplinaire de Recherche de Biogéodynamique Intertropicale Périalantique. *Sci. Géol. Mém.*, N° **96**, Strasbourg.
- TARDY Y., MORTATTI J. et PROBST J.L. (1995)- Erosion chimique et mécanique dans le bassin de l'Amazonie. Evaluation du Ruissellement par la méthode dite des réservoirs à contribution variable mais à composition constante. *C.R. Acad. Sci.* **320**, 853-860
- TARDY Y. (1997)- Petrology of laterites and tropical soils. Oxford & IBH Publishing Co, New Delhi, Calcutta, translated by V.A.K. Sarma, co-published by Balkema, Rotterdam, 408 p.
- TARDY Y., BUSTILLO V. et BOEGLIN J.L. (2004)- Geochemistry applied to the watershed survey. A case study : the Niger river, Africa. *Applied Geochemistry*, **19**, 469-518.
- TROENDLE C.A. (1985)- Hydrological forecasting. Chapter 12, pp. 348-403. Anderson M.G. and Burt T.P. (Eds.). John Wiley and Sons.
- VELBEL M.A. (1985)- Geochemical mass balance and weathering rates in forest watersheds of southern Blue Ridge. *Am. J. Sci.* **285**, 904-930.
- VELBEL M.A. (1986)- The mathematical basis for determining rates of geochemical and geomorphic processes in small forested watershed by mass balance. Examples and implications. In : Coleman, S.M., Delthier, D.P. (Eds.). Rates of chemical weathering of rocks and minerals. Academic Press, New York, pp. 439-451.
- VELBEL M.A. (1989)- Effect of chemical affinity on feldspar hydrolysis rates in two natural weathering systems. *Chem. Geol.* **78**, 245-253.
- VEYSSY E., COLAS C., ETCHEBER H., MANEUX E. et PROBST J.-L. (1996)- Transports fluviaux de carbone organique par la Garonne à l'entrée de l'estuaire de la Gironde. *Sci Geol Bull*, **49**, 1-4, p.127-153, Strasbourg.
- WHITE J.R. et SHANNON R.D. (1997)- Modelling organic solutes in petland soils using acid analogs. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **61**, 1257-1263.

CHAPITRE 2

- BARDOSSY G. et ALEVA G.J.J. (1990)- Lateritic bauxites. Elsevier, Amsterdam.
- BASSOT J.P., MELOUX J. et TRAORE H. (1981)- Carte géologique au 1/500 000 de la République du Mali (notice). Dir. Nat. Géol. Mines, Bamako, Mali.
- BESSELES B. (1977)- Géologie de l'Afrique. Le craton ouest-Africain. Mém. n°88. BRGM, Orléans.
- BOCQUIER G. (1973)- Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Mém. n°62, ORSTOM, Paris.
- BOEGLIN J.-L. et PROBST J.-L. (1996)- Transports fluviaux de matières dissoutes et particulières sur un bassin versant en région tropicale : le bassin amont du Niger au cours de la période 1990-1993. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg.
- BOEGLIN J.L. et TARDY Y. (1997)- Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Découpage d'hydrogramme en quatre écoulements. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **325**, 2a, 125-131.
- BOEGLIN J.L., MORTATTI J. et TARDY Y. (1997)- Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Bilan géochimique de l'altération en milieu tropical. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **325**, 2a, 185-191.
- BOEGLIN J.L. et PROBST J.L. (1998)- Physical and chemical weathering rates and CO₂ consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin. *Chem. Geol.*, **148**, 137-156.
- BOEGLIN J.L., ROQUIN C., MORTATTI J. et TARDY Y. (1998)- Erosion chimique et mécanique sur les bassins du Niger et de l'Amazonie. Evolution climatique et paléoclimatique des paysages tropicaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **326**, 2a, 625-632.
- BOULET R. (1978)- Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Mém. n°85. ORSTOM, Paris.
- BOULVERT Y. (1992)- Eléments d'atlas climatologique de la région guinéenne et péri-guinéenne. Rapp. ORSTOM, Paris.
- BRUNET-MORET Y., CHAPERON P., LAMAGAT J.P. et MOLINIER M. (1986)- Monographie hydrologique du fleuve Niger. Tome I : Niger Supérieur. Monographies hydrologiques, n°8. ORSTOM, Paris.
- DREVER J.I. (1982)- The Geochemistry of natural waters, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- DREVER J.I. (1988)- The Geochemistry of natural waters, 2nd ed., Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- DREVER J.I. (1997)- The geochemistry of natural waters. 3rd ed., Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey.
- GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1967)- Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. Equilibrium concepts in natural water systems. *Am. Chem. Soc. Adv. Chem.*, Ser. **67**, 222-242.
- GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1971)- Evolution of sedimentary Rocks. Norton W. and Co, New York.
- KONTA J. (1990)- Minerals in clay fraction of soils, rivers and recent detrital sediments: unity of relations. In: Farmer, V.C., Tardy Y. (Eds), Proc. 9th Int. Clay Conf., Strasbourg, 1989, Vol. **85**, *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, pp. 79-85.
- KONTA J. (1990)- Minerals in clay fraction of soils, rivers and recent detrital sediments: unity of relations. Proc. 9th Int. Clay Conf., Strasbourg 1989, V.C. Farmer and Y. Tardy (eds), vol I, *Sci. Geol. Mém.*, Strasbourg, **85**, 79-85.
- LEROUX M. (1996)- La dynamique du temps et du climat. Dunod, Paris. 367 p.
- MAIGNIEN R. (1958)- Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique occidentale). *Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, Mém. n°16, Strasbourg.

- MILESI J.P., DIALLO M., FEYBESSE J.L., KEITA F., LEDRU P., VINCHON C. et DOMMANGET A. (1986)- Caractérisation lithostructurale de deux ensembles successifs dans les séries birrimiennes de la boutonnière de Kédougou (Mali-Sénégal) et du Niandan (Guinée). CIFEG Public. Occasionnelle, Paris, 10, 113-181.
- ORANGE D. (1990)- Hydroclimatologie et géodynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique : le Fouta Djallon. *Sci. Géol. Bull.*, Mém. n°93, Strasbourg.
- PICOUET C., HINGRAY B. et OLIVRY J.C. (2000)- Empirical and conceptual modelling of the suspended dynamics in a large tropical african river: the upper Niger River basin. *J. Hydrol.* **250** (9), 19-39.
- PEDRO G. (1968)- Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **10** (5), 457-470, Paris.
- PROBST J.L., MORTATTI J. et TARDY Y. (1994)- Carbon river fluxes and weathering. CO₂ consumption in the Congo and Amazon river basins. *Appl. Geochem.* **9**, 1-13.
- TARDY Y. (1968)- Une méthode de détermination des types d'altération actuels par l'étude des eaux en pays granitiques et gneissiques. *C.R. Acad. Sci.* **267** (série D), 579-582, Paris.
- TARDY Y. (1969)- Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, Mém. n°31, Strasbourg.
- TARDY Y. (1971)- Characterisation of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline rocks. *Chem. Géol.* **7**, 253-271.
- TARDY Y. (1993)- Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson, Paris.
- TARDY Y. et ROQUIN C. (1998)- Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales. Ed. BRGM, Orléans.
- TARDY Y., BAILLY J.R., GUIRESSE M., KAEMERER M. et REVEL J.C. (2001)- A model for a thermodynamic treatment of the humic substances in soils and plant nutritional environments. In: Introd. Lecture, 10th Int. Congress of AISH Proc., Institut National Polytechnique, Toulouse.

CHAPITRE 3

- AL-DROUBI A. (1976)- Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad. *Sci. Géol.*, **46**, Strasbourg.
- AL-DROUBI A., FRITZ B., GAC J.Y. et TARDY Y. (1977)- Prediction of the chemical evolution of natural waters during evaporation. Proceedings of the 2nd Int. Symposium on Water-Rock Interactions. H. Paquet et Y. Tardy eds, *Sci. Géol.*, **2**, 13-22, Strasbourg.
- AL-DROUBI A., FRITZ B., GAC J.Y. et TARDY Y. (1980)- Generalized residual alkalinity concept. Application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. *Amer. J. Sci.*, **280**, 560-572.
- AMON R.M. et BENNER R. (1996a)- Bacterial utilization of different size classes of dissolved organic matter. *Limnology and Oceanography*, **41**, 41-51.
- AMON R.M. et BENNER R. (1996b)- Photochemical and microbial consumption of dissolved organic carbon and dissolved oxygen in the Amazon River system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 1783-1792.
- ANDREUX F., CERRI C., VOSE P.B. et VITORELLO V.A. (1990)- Potential of stable isotope, ¹⁵N and ¹³C, methods for determining input and turnover in soils. In: Harrison A.F., Ineson P. et Heal O.W. Eds. *Nutrient cycling in terrestrial ecosystems*. Elsevier applied science. Londres et New York. 259-275.
- BARSHAD I. (1966)- The effect of variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. Clay Conf. Jerus.*, **1**, 167-173.

- BENNER R., OPSAHL S., CHIN-LEO G., RICHEY J.E. et FORSBERG B.R. (1995)- Bacterial carbon metabolism in the Amazon River system. *Limnology and Oceanography*, **40**, 1262-1270.
- BERNOUX M., GRACA P.M.A., CERRI C.C., FEARNside P.M., FEIGL B.J., et PICCOLO M. (2001)- Carbon storage in biomass and soils. In: *The Biogeochemistry of the Amazon basin*, M.E. McClain, R.L. Victoria, and J.E. Richey eds, Oxford University Press, Oxford, 11, 165-184.
- BLAIR N., LEU A., MUNOZ E., OLSEN J., KWONG E. et DES MARAIS D. (1985)- Carbon isotope fractionation in heterotrophic microbial metabolism. *Appl. Environ. Microbiol.*, **50**, 996-1001.
- BOUTTON T.W. (1996)- Stable carbon isotope ratio of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: *Mass spectrometry of soils*, T.W. Boutton and S. Yamasaki eds, Marcel Dekker Inc., New York, 2, 47-82.
- BROWN S. et LUGO A.E. (1992)- Aboveground biomass estimates from tropical moist forests of the Brazilian Amazonia. *Interciencia*, **17**, 1, 8-18.
- CAMARGO M.N. et al. (1981)- Mapa de solos do Brasil, escala 1: 5.000.000. Notice, EMBRAPA, SNLCS, Rio de Janeiro, Brazil.
- CARPENTER S.J. et LOHMAN K.C. (1997)- Carbon isotope ratios of Phanerozoic marine cements: re-evaluation of the global carbon-sulfur systems. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **61**, 22, 4831-4846.
- CERLING T.E. (1991)- On the isotope composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 3403-3405.
- COLE J.J., CARACO N.F., KLING B.W., et KRATZ T.K. (1994)- Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*. **256**, 1568-1570.
- COLE J.J. et CARACO N.F. (2001)- Carbon in catchments: connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. *Marine and Freshwater Research*. **52**, 101-110.
- CRAIG H. (1954)- Geochemical implications of the isotopic composition of carbon in ancient rocks. *Geochim. Cosmochim Acta*, **6**, 186-196.
- CURTIS W.F., MEADE R.H., NORDIN Jr C.F., PRICE N.B. et SHOLKOVITZ E.R. (1970)- Non-uniform vertical distribution of fine sediment in the Amazon River. *Nature*, **280**, 381-383.
- DEINES P., LANGMUIR D. et HARMON R.S. (1974)- Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of the groundwater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1147- 1164.
- DESJARDINS T., ANDREUX F., VOLKOFF B. et CERRI C. (1991)- Distribution de l'isotope $\delta^{13}\text{C}$ dans les sols ferrallitiques du Brésil. *Cahier ORSTOM*, série Pédologie, Vol. XXVI, **4**, 343-348.
- DEVOL A.H., RICHEY J.E., FORSBERG B.R. et MARTINELLI L.A. (1994)- Environmental methane in the Amazon River floodplain. In: *Global wetlands: Old World and New* (ed. By W.J. Mitsch), 151-165. Elsevier, Amsterdam.
- DEVOL A.H. et HEDGES J.I. (2001)- Organic matter and nutrients in the mainstem Amazon River. In: *The Biogeochemistry of the Amazon Basin*, M. E. McClain, R. L. Victoria, and J. Richey eds, Oxford University Press, **15**, 275-306.
- DNAEE (1985)- Boletim pluviométrico: Bacia do Rio Amazonas. Ministerio das Minas e Energia, Brasília.
- DNAEE (1987)- Inventário das estações fluviométricas. Ministerio das Minas e Energia, Brasília.
- DREVER J.I. (1971)- Magnesium-iron replacement in clay minerals in anoxic marine sediments. *Science*, **172**, 1334-1336.
- DUBROEUCQ D., VOLKOFF B. et PEDRO G. (1991)- La couverture pédologique du bouclier du Nord de l'Amazonie (bassin du Haut Rio Negro). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **312**, 2, 663-671.
- DUCHAUFour P. (1995)- Pédologie. Sol, végétation, environnement. 4^{ème} édition. Masson. Paris.
- FAURE G. (1977)- Isotope Geology. John Wiley and Sons, New York.

- GARRELS R.M. and MACKENZIE F.T. (1967)- Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. Equilibrium concepts in natural water systems. *Am. Chem. Soc. Adv. Chem.*, Ser. **67**, 222-242.
- GIBBS R.J. (1967)- The geochemistry of the Amazon River system. 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bull.*, **78**, 1203-1232.
- GUYOT J.L. (1993)- Hydrochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. ORSTOM Editions, Paris.
- HEDGES J.I., CLARK W.A., QUAY P.D., RICHEY J.E., DEVOL A.H. et SANTOS U.d.M. (1986a)- Compositions and fluxes for particulate organic material in the Amazon River. *Limnology and Oceanography*, **31**, 717-738.
- HEDGES J.I., ERTEL J.R., QUAY P.D., GROOTES P.M., RICHEY J.E., DEVOL A.H., FARWELL G.W., SCHMIDT F.W. et SALATI E. (1986b)- Organic carbon 14 in the Amazon River system. *Science*, **231**, 1129-1131.
- HEDGES J.I., COWIE G.L., RICHEY J.E., QUAY P.D., BENNER R.I., STROM M. et FORSBERG B.R. (1994)- Origins and processing of organic matter in the Amazon River indicated by carbohydrates and amino acids. *Limnology and Oceanography*, **39**, 743-761.
- HITCHON B. et KROUSE H.R. (1972)- Hydrochemistry of the surface waters of the Mackenzie River drainage basin. Canada-III. Stable isotopes of oxygen, carbon and sulphur. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 1337-1357.
- JUNK W. et FURCH K. (1985)- The physical and chemical properties of Amazonian waters and their relationships with the biota. In: *Amazonia*, G.T. Prance and T.E. Lovejoy (eds), Pergamon Press, Oxford, 3-17.
- KORZOUN et al. (1977)- Atlas of the World Water Balance. UNESCO Press, Paris.
- MARENGO J.A. et NOBRE C.A. (2001)- General characteristics and Variability of climate in the Amazon Basin and its links to the Global Climate system. In: *The Biogeochemistry of the Amazon Basin*, M. E. McClain, R. L. Victoria, and J. Richey eds, Oxford University Press, 2, 17-41.
- MARQUES J., SALATI E. et SANTOS J.M. (1980 a)- A divergencia do campo do fluxo de vapor de agua e as chuvas na regio Amazônica.. *Acta Amazônica*, **10**, 133-140.
- MARQUES J., SALATI E. et SANTOS J.M. (1980 b)- Calculo de evapotranspiração reale na Bacia Amazônica atraves do metodo aerobiologico. *Acta Amazônica*, **10**, 357-361.
- MARTINELLI L.A., DEVOL A.H., VICTORIA R.L. et RICHEY J.E. (1991)- Stable carbon isotope variation in C3 and C4 plants along the Amazon River. *Nature*, **353**, 57-59.
- MARTINELLI L.A., VICTORIA R.L., DEMATTE J.L.I., RICHEY J.E. et DEVOL A.H. (1993)- Chemical and Mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments, Brazil. *Applied Geochemistry*, **8**, 391-402.
- MARTINELLI L.A., VICTORIA R.L., STERNBERG L.S., RIBEIRO A. et MOREIRA M.Z. (1996)- Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. *Journal of Hydrology*, **183**, 191-204.
- MARTINELLI L.A., ALMEIDA S., BROWN I.F., MOREIRA M.Z., VICTORIA R.L., STERNBERG L.S., FERREIRA C.A.C., et THOMAS W.W. (1998)- Stable carbon isotope ratio of tree leaves, boles and fine litter in a tropical forest in Rondônia, Brazil. *Oecologia*, **114**, 170-179.
- MAYORGA E. et AUFDENKAMPE A. (2002) - Processing of bioactive elements in the Amazon River system. In: *The Ecohydrology of South American Rivers and Wetlands*, School of Oceanography, Univ. of Washington, Seattle, Chap. 1, 1-42 + Figs.
- McCLAIN M.E., VICTORIA R.L. et RICHEY J.E. (2001)- The biogeochemistry of the Amazon basin. Oxford University Press, Oxford.
- MEADE R.H. (1985)- Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil, during 1982-1984. U.S. Geol. Surv., Open-File report, 85-492.

- MEADE R.H. (1987)- Movement and storage of sediment in river systems. In: Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles, A. Lerman and M. Meybeck (eds), D. Reidel Publ., Dordrecht, C-251, 165-180.
- MEADE R.H., DUNNE T., RICHEY J.E., DOS SANTOS U. et SALATI E. (1985)- Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, **228**, 488-490.
- MILLIMAN J.D. et BOYLE E. (1975)- Biological uptake of dissolved silica in the Amazon River Estuary. *Science*, **189**, 995-997.
- MILLOT R., GAILLARDET J., DUPRE B. et ALLEGRE C.J. (2003)- Northern latitude chemical weathering rates : clues from the Mackenzie River Basin, Canada. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **67** (7), 1305-1329.
- MOOK W.G., BOMMERSON J.C. et STAVERMAN W.H. (1974)- Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Letters*, **22**, 169-176.
- MOREIRA M.Z., STERNBERG L.S.L., MARTINELLI L.A., VICTORIA R.L., BARBOSA E.M., BONATES L.C.M. et NEPSTAD D.C. (1997)- Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements. *Global Change Biology*, **3**, 349-450.
- MORTATTI J. (1995)- Erosao na Amazônia : processos. Modelos e balanço. Ph-D Thesis, Univ. São Paulo, Brazil.
- MORTATTI J., SALATI E., VICTORIA R.L. et RIBEIRO M.N.G. (1985)- Analysis of isotopic behaviour of hydrogen and oxygen of water in the main channel of the River Solimões/Amazon. Mitt. Geol. Paleont. Inst., Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband, 259-266.
- MORTATTI J., RIBEIRO A., VICTORIA R.L., PROBST J.L. et TARDY Y. (1994)- Fluctuações climáticas na bacia Amazônica nos ultimos 100 anos. *Geochim Brasiliensis*, **8** (2), 215-224.
- Mortatti J.L., Probst J.L. et Tardy Y. (1994)- Fluctuações no consumo do CO₂ atmosférico pela alteração das rochas na bacia Amazônica a través do transporte de material fluvial. *Geochim Brasiliensis*, **8**, 2, 215-224.
- NORDT L.C., WILDING L.P., HALLMARK C.T., et JACOB J.S. (1996)- Stable carbon isotope composition of pedogenic carbonates and their use in studying pedogenesis. In: *Mass spectrometry of soils*, T.W. Boutton and S. Yamasaki eds, Marcel Dekker Inc., New York, 2, 133-154.
- Pre-LBA Initiative: CD-ROM Data Set. CPTEC/INPE, Rodovia Presidente Dutra, km 40, 12630-000, Cachoeira Paulista, São Paulo, Brasil.
- Probst J.L., Mortatti J. et Tardy Y. (1994)- Carbon river fluxes and weathering. CO₂ consumption in the Congo and Amazon River basins. *Applied Geochemistry*, **9**, 1-13.
- QUAY P.D., WILBUR D.O., RICHEY J.E., HEDGES J.I., DEVOL A.H., et VICTORIA R.L. (1992)- Carbon cycling in the Amazon River: implication for the ¹³C compositions of particles and solutes. *Limnology and Oceanography*, **37**, 4, 857-871.
- QUAY P.D., WILBUR D.O., RICHEY J.E., DEVOL A.H., BENNER R. et FORSBERG B.R. (1995)- The ¹⁸O/¹⁶O of dissolved oxygen in rivers and lakes in the Amazon River : a tracer of respiration and photosynthesis. *Limnology and Oceanography*, **40**, 718-729.
- RIBEIRO A. (1991)- Analise das variações climáticas observadas na região de Manaus (AM). *Tese de Mestrado em Agronomia*, ESALQ-Piracicaba, Univ. São Paulo, Brazil.
- RICHEY J.E., MEADE R.H., SALATI E., DEVOL A.H., NORDIN C.F. et SANTOS M. (1986)- Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River. *Water Resource Research*, **22**, 5, 756-764.
- RICHEY, DEVOL A.H., WOFSY S.C., VICTORIA R.L. et RIBEIRO M.N.G. (1988)- Biogenic gases and the oxidation and reduction of carbon in the Amazon River and floodplain waters. *Limnology and Oceanography*, **33**, 4, 551-561.
- RICHEY J.E., MERTES L.A.K., DUNNE T., VICTORIA R.L., FORSBERG B.R., TANCREDI A.C.N.S. et OLIVEIRA E. (1989 a)- Source and routing of the Amazon river flood wave. *Global Biological Cycles*, **3**, 3, 191-204.

- RICHEY J.E., NOBRE C. et DESER C. (1989 b)- Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science*, **246**, 101-103.
- RICHEY J.E., MELACK J.M., AUFDENKAMPE A.K., BALLESTER M.V. et HESS L.L. (2002)- Outgassing from amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, **416**, 617-620.
- SALATI E., MARQUES J. et MOLION L.C.B. (1978)- Origem e distribuição das chuvas na Amazonia. *Interciencia*, **3**, 4, 200-205.
- SALATI E., DALL'OLIO A., MATSUI E. et GAT J.R. (1979)- Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. *Water Res. Research*, **15**, 1250-1258.
- SALATI E. et MATSUI E. (1981)- Isotopic hydrology in the Brazilian Amazon basin. In: *Internat. Symposium on Isotope Hydrology*. Bogotá, Colombia, 111-120.
- SALATI E. et MARQUES J. (1984)- Climatology of the Amazon region. In: *The Amazon Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*, H. Sioli (ed.), W. Junk Publishers, Dordrecht, 85-126.
- SALATI E. et VOSE P.B. (1984)- Amazon basin: a system in equilibrium. *Science*, **225**, 129-138.
- SARRAILH J.M. (1990)- Mise en valeur de l'écosystème forestier Guyanais. Opération ECEREX. INRA, Paris.
- SIGG L., BEHRA P. et STUMM W. (2000)- Chimie des milieux aquatiques – chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. 3^è éd, Dunod, Paris.
- SIOLI H. (1964)- General features of the limnology of Amazonia. *Verhandlungen Internationale Vereinigung fur Theoretische und Angewandte Limnologie*, Stuttgart, **15**, 1053-1058.
- SIOLI H. (1967)- Studies in Amazonian waters. *Biota Amazônica*, Belém, 9-50.
- SIOLI H. (1968)- Hydrochemistry and geology in the Brazilian Amazon region. *Amazoniana*, Manaus, **1**, 3, 267-277.
- SIOLI H. (1984)- The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses and river types. In: *The Amazon, Limnology and Landscape Morphology of a Mighty Tropical River and its Basins*, H. Sioli ed., W. Junk Publishers, Dordrecht, p. 127-165.
- STALLARD R.F. et EDMOND J.M. (1983)- Geochemistry of the Amazon. 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 9671-9688.
- STALLARD R.F. et EDMOND J.M. (1987)- Geochemistry of the Amazon. 3. Weathering chemistry and limits of dissolved inputs. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 8293-8302.
- STUMM W. et MORGAN J.J. (1981) – Aquatic chemistry. John Wiley, New York.
- TARDY Y. (1969)– Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. n°31, *Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, Strasbourg.
- TARDY Y. et NOVIKOFF A. (1988)- Activité de l'eau et déplacement des équilibres gibbsite-kaolinite dans les profils latéritiques. *C.R. Acad. Sci.*, **306**, 2, 39-44, Paris.
- TARDY Y. et PROBST J.L. (1992 a)- Sécheresses, crises climatiques et oscillations téléconnectées du climat depuis cent ans. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, **1**, 3, 26-36.
- TARDY Y. et PROBST J.L. (1992 b)- Sécheresse et crises climatiques. *Encyclopaedia Universalis*, Universalis 92, 167-174.
- TARDY Y., MORTATTI J., VICTORIA R., MARTINELLI L., RIBEIRO A., CERRI C., PICCOLO M., LEITE DE MORAES J., PROBST J.L., ANDREUX F. et VOLKOFF B. (1993a)- Hydroclimatology and biogeochemistry of the Amazon. 1. Erosion. *Chemical Geology*, **107**, 333-336.
- TARDY Y., MORTATTI J., VICTORIA R., MARTINELLI L., RIBEIRO A., CERRI C., PICCOLO M., LEITE DE MORAES J., PROBST J.L., ANDREUX F., et VOLKOFF B. (1993b)- Hydroclimatology and biogeochemistry of the Amazon. 2. Geochemical cycles. *Chemical Geology*, **107**, 411-414.

- TARDY Y., MORTATTI J., RIBEIRO A., VICTORIA R.L. et PROBST J.L. (1994)- Fluctuations de la pluviosité, de l'écoulement et de la température sur le bassin de l'Amazonie et oscillations du climat global au cours du siècle écoulé. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **318** (2a), 955-960.
- TARDY Y. et ROQUIN C. (1998)- Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales. Editions BRGM. Orleans.
- TARDY Y., BUSTILLO V. et BOEGLIN J.L. (2004)- Geochemistry applied to the watershed survey. A case study: the Niger River basin, Africa. *Applied Geochemistry*, **19**, 469-518.
- TRUMBORE S.E., DAVIDSON E.A., CAMARGO P.B.D., NEPSTAD D.C. et MARTINELLI L.A. (1995)- Belowground cycling of carbon in forests and pastures of Eastern Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, **9**, 515-528.
- TRUMBORE S.E. (2000)- Age of soil organic matter and soil respiration. Radiocarbon constraints on belowground carbon dynamics. *Ecological Applications*, **10** (2), 399-411.
- VICTORIA R.L. (1991)- O ciclo da água na Amazônia: um enfoque isotópico. Tese de Livre Docent, Escola de Agricultura "Luiz de Queiros", Univ. São Paulo, Piracicaba, Brazil.
- VICTORIA R.L., MARTINELLI L.A., MORTATTI J. et RICHEY J.E. (1991)- Mechanisms of water recycling in the Amazon basin: isotopic insights. *Ambio*, **20** (8), 384-387.
- VICTORIA R.L., MARTINELLI L.A., TRIVELIN P.C., MATSUI E., FORSBERG B.R., RICHEY J.E. et DEVOL A.H. (1992)- The use of stable isotopes in studies of nutrient cycling: carbon isotope composition of Amazon Várzeas sediments. *Biotropica*, **24**, 2b, 240-249.
- VILLANOVA N.A., SALATI E. et MATSUI E. (1976)- Estimativa da evapotranspiração na Bacia Amazônica. *Acta Amazônica*, **6**, 2, 215-228.
- VOGEL J.C., GROOTES P.M. et MOOK W.G. (1970)- Isotopic fractionation between gaseous and dissolved carbon dioxide. *Z. Phys.*, **230**, 225-228.
- VOLKOFF B. (1984-1985)- Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Cahiers ORSTOM*, Paris, Pédologie, **21**, 4, 225-236.
- VOLKOFF B. et CERRI C. (1987)- Carbon isotopic fractionation in subtropical Brazilian grassland soils. Comparison with tropical forest soil. *Plant and soil*, **102**, 27-31.
- WISSMAR R.C., RICHEY J.E., STALLARD R.F. et EDMOND J.M. (1981)- Plankton metabolism and carbon processes in the Amazon River, its tributaries and floodplains waters, Peru-Brazil, May-June 1977. *Ecology*, **62**, 1622-1633.

CHAPITRE 4

- ADRET (1987)- Maîtrise du ruissellement et de l'érosion hydrique des sols dans les coteaux du Sud-Ouest. Rapport du ministère de l'Environnement et ministère de l'Agriculture, 36 p.
- AMIOTTE-SUCHET P. (1993)- Modelling of atmospheric CO₂ consumption by chemical weathering of rocks : application to the Garonne, Congo and Amazon basins. *Chemical Geology*, **107**, 205-210.
- AMIOTTE-SUCHET P. & PROBST J.L. (1996)- Origines du carbone inorganique dissous dans les eaux de la Garonne. Variations saisonnières et interannuelles. *Sci. Géol. Bull.*, **49**, 1-4, p. 101-126, Strasbourg.
- ASTRE G. (1959)-Terrains stampiens du Lauragais et du Tolosan. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **94**, 1-2, p. 8-168.
- AUZET A.-V. (1987)- L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques. Centre d'Études et recherches Éco-géographiques, ministère de l'Environnement et ministère de l'Agriculture, 60 p.
- AUZET A.-V. (1987)- L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement. *Annales de géographie*, n° **537**, sept.-oct. 1987, p. 529 - 556.

- BAKER M.A., VERVIER P. et ROQUES L. (2004)- Hydrologic variability, organic matter supply and denitrification in the Garonne river ecosystem. *Aquatic Ecology*
- BARLIER J.-F. (1977)- Les sols formés sur molasse dans la région Toulousaine. Etude des phénomènes de lessivage et de remaniement. *Thèse 3^{ème} cycle*, Toulouse III, 107 p.
- BARTHES B., DE NONI G., GUILLERM C. et ROOSE E. (1997)- Pratiques culturales et érosion hydrique dans les rougiers de Camarès (Aveyron, France). In "Réseau érosion", bull. n° 17 : "Erosion en montagnes semi-arides et méditerranéennes", ORSTOM, p. 145-151.
- BERNER E.K. et BERNER R.A. (1987)- The global water cycle. Geochemistry and environment. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- BILLEN G., DE BECKER E., LANCELOT C., SEVAIS P., SOMVILLE M. et STAINIER E. (1982)- Etude des processus de transfert, d'immobilisation et de transformation de l'azote dans son cheminement depuis les sols agricoles jusqu'à la mer. Rapp. CEE, contrat n°ENV-522-B (S), 37 p.
- BOIFFIN J., PAPY F. et EIMBERCK M. (1988)- Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. "I - Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion". *Agronomie*, **8** (8), 663-673.
- BRANDES J.A., McCLAIN M.E. et PIMENTEL T.P. (1996)- ¹⁵N evidence for the origin and cycling of inorganic nitrogen in a small amazonian catchment. *Biogeochemistry*, **34**, 45-56.
- BRUNET R. (1957)- L'érosion accélérée dans le Terrefort Toulousain. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **8** (3-4), 33-40.
- CASTAING P. (1981)- Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. *Thèse Sci.*, Univ. Bordeaux I, 701, 530 p.
- CASTAING P. et JOUANNEAU J.M. (1987)- Les apports sédimentaires actuels d'origine continentale aux océans. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **41**, p. 53-65.
- CASTANY G. (1963)- Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Paris.
- CAVAILLE A. (1969)- Formations superficielles et sols des côteaux molassiques au Sud-Est de Toulouse. Livret guide excu. A6. Pyr. Centr. Et Orient., Languedoc-Roussillon, 8^{ème} Cong. I.N.Q.U.A., p.16-32.
- CAVALIE J. (1990)- L'érosion des sols : situation en Midi-Pyrénées et techniques de conservation des sols. Les techniques agricoles, Techniques 2000, 42-49.
- CHOW V.T. (1964)- Handbook of applied hydrology : a compendium of water resources technology. Mc Graw Hill Book Co., Inc., New York, 1400 p.
- COSANDEY C. et ROBINSON M. (2000)- Hydrologie continentale. Ed. Armand Colin, 360 p.
- CROUZEL F. (1972)- Sédimentologie et paléocéologie du Miocène continental Aquitain (France). 24^{ème} Cong. Intern. Sédim., Montréal, sect.7, p. 495-502.
- DE VRIES A. et KLAVERS H. (1994)- Riverine fluxes of pollutants : monitoring strategy first, calculation methods second. *Eur. Wat. Poll. Con.*, **4** (2), 12-17.
- DRESSAYRE E. (1986)- L'érosion dans les coteaux du Lauragais. Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Toulouse - Chambre d'Agriculture de la Haute-Garonne, Mémoire de fin d'études, 105 p. + annexes.
- DUBUCQ M. (1989)- Identification et cartographie par télédétection des sols érodés : application au Lauragais toulousain (Sud-Ouest France). *Thèse Doc.* Univ. Paul-Sabatier Toulouse, 247 p + annexes.
- DUCHAUFOR P. (1995)- Pédologie. Sol, végétation, environnement. 4^{ème} Edition. Masson, Paris.
- DURAND R. (1976)- Premiers résultats sur la composition de la solution du sol en milieu crayeux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **282**, p. 1423-1426.
- DURAND R. (1978)- La pédogénèse en pays de craie dans le Nord-Est de la France. *Sci. Géol. Mém.*, **55**, 198 p.

- ETCHANCHU D. (1988)- Géochimie des eaux du bassin de la Garonne. Transfert de matières dissoutes et particulaires vers l'océan Atlantique. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Toulouse III, 156 p.
- ETCHANCHU D. et PROBST J.L. (1988)- Evolution of the chemical composition of the Garonne river during the period 1971-1984. *Hydrol Sci J*, **33**, 243-256.
- ETCHEBER H. (1986)- Biogéochimie de la matière organique en milieu estuarien : comportement, bilan, propriétés. Cas de la Gironde. *Mém. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 379 p.
- FAURIE G. (1977)- Etude in vitro du rôle de la nitrification sur la lixiviation du calcium dans les sols calcaires. *Science du sol*, **4**, p. 204-218.
- GALLIEN E., LE BISSONNAIS Y., EIMBERCK M., BENKHADRA H., LIGNEAU L., OUVRY J. F. et MARTIN P. (1995)- Influence des couverts végétaux de jachère sur le ruissellement et l'érosion diffuse en sol limoneux cultivé. *Cahiers Agricultures*, **4**, 171-83.
- HENAULT C. (1995)- Quantification de la dénitrification dans les sols à l'échelle de la parcelle cultivée, à l'aide d'un modèle prévisionnel. *Thèse ENSA Montpellier*, 132 p.
- HORTON R.E. (1933)- The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Trans. AGU*, **14**, 446-460.
- HUBSCHMAN J. (1975)- Terrefort molassique et terrasses récentes de la région toulousaine. *Bull Assoc. Fr. Et. Quat.*, **3-4**, 125-215.
- JOUANNEAU J.M. (1982)- Matières en suspension et oligo-éléments métalliques dans le système estuarien girondin : comportement et flux. *Thèse Sci. Univ. Bordeaux I*, 732, 150 p.
- JOUANNEAU J.M., LATOUCHE C. et ETCHEBER H. (1986)- Les flux de Zn, Pb, Cu et du carbone organique à l'océan exportés par la Garonne. *Rapp. p.-v. Réunion Cons. Int. Expl. Mer*, Copenhague, 186, 289-300.
- LAMBERT R. (1975)- Recherches hydrologiques dans le sud-est du bassin garonnais. *Thèse de doctorat d'Etat*, Univ. De Toulouse, 750 p.
- LAMBERT R. (1996)- Géographie du cycle de l'eau, Toulouse, Presses universitaires du Mirail.
- LAWRENCE A.R. et FOSTER S.S.D. (1986)- Denitrification in limestone aquifer in relation to security of low-nitrate groundwater supplies. *J.Inst. Wat. Eng. Sci.*, **40** (2), 159-172.
- LE BISSONNAIS Y. et ARROUAYS D. (1997)- Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility : application to humic loamy soils with various organic carbon contents. *European Journal of Soil Science*, Mars 1997, 39-48.
- LEPILLER M. (1980)- Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires ; étude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Haute-Savoie). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Grenoble, 478 p.
- LIN R.G. (1988)- Etude du potentiel de dégradation de la matière organique particulière au passage eau douce-eau salée : Cas de l'estuaire de la Gironde. *Thèse Doct. Univ. Bordeaux I*, 209 p.
- LIN R.G. et ETCHEBER H. (1994)- Variations of the suspended matter and the particulate organic carbon in the entry of the Gironde estuary, France. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **12**, 2, p 106-113.
- LUDWIG B. (1992)- L'érosion par ruissellement concentré des terres cultivées du nord du Bassin parisien: analyse de la variabilité des symptômes d'érosion à l'échelle du bassin versant élémentaire. *Thèse de doctorat*, Université de Strasbourg I, 201 p.
- MARIOTTI A., LANDREAU A. et SIMON B. (1988)- ¹⁵N biogeochemistry and natural denitrification process in groundwater. Application to the chalk aquifer of Northern France. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, p. 1869-1878.
- MEYBECK M., PASCO A. et RAGU A. (1996)- Evaluation des flux polluants dans les eaux superficielles. Etude inter-agence de l'eau – Ministère de l'Environnement, 3 tomes.
- MONNIER G., BOIFFIN J. et PAPY F. (1986)- Réflexions sur l'érosion hydrique en conditions climatiques et topographiques modérées : cas des systèmes de grande culture de l'Europe de l'Ouest. *Cahier ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXII, n°2, 123-131.

- PAPY F. et BOIFFIN J. (1988)- Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. II : Evaluation des possibilités de maîtrise du phénomène dans les exploitations agricoles. *Agronomie*, **8** (9), 745-756.
- PAPY F. et DOUYER C. (1991)- Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques. *Agronomie*, **11** (3).
- PARDE M. (1935)- Le régime de la Garonne. *Rev.Géogr. Pyr. Sud-Ouest* (RGPSO), **6**, 152p.
- PARDE M. (1930)- Le régime du Lot, *RGPSO*.
- PARDE M. (1954)- Sur les inondations en Aquitaine, *RGPSO*.
- PARDE M. (1963)- Etude de quelques grandes crues caractéristiques en France (2ème partie), *Rev. Gén. de l'Hydraulique*, **80**.
- PAUWELS H., EBERSCHWEILER C., FOUCHER J.-C. et BRACH M. (1995)- Etude sur le bassin versant expérimental du Coët Dan (Naizin, Morbihan). Réactions naturelles de dénitrification autotrophe et hétérotrophe. Rapp. BRGM n°R38388, 49 p.
- PETERJOHN et CORREL (1984)- Nutrient dynamics in an agricultural watershed : observation of the role of a riparian forest. *Ecology*, **65**, 1466-1475.
- PROBST J.L. (1983)- Hydrologie du bassin de la Garonne. Modèle de mélange. Bilans de l'érosion. Exportation des phosphates et des nitrates. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Toulouse III, 148 p.
- Probst J.-L. et Bazerbachi A. (1986)- Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci Géol Bull*, **39**, 79-98, Strasbourg.
- PROBST J.L. (1992)- Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sci. Géol., Mém.*, **94**, 161 p., Strasbourg.
- PROBST J.L. et TARDY Y. (1985)- Fluctuations hydroclimatiques du bassin d'Aquitaine au cours des 70 dernières années. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **26**, 1, p. 61-77.
- RAMBERT B. (1971)- Application de l'analyse des hydrogrammes de crue des cours d'eau à l'évaluation de l'écoulement souterrain. Rapport B.R.G.M. 71 SGN 389 HYD. 34p.
- RAMBERT B. (1972)- Examen critique des divers procédés d'analyse utilisés sur les hydrogrammes de dix cours d'eau français. Rapport B.R.G.M. 72. SGN 371 AME. 60 p + annexes.
- RENGER M. et WESSOLEK G. (1992)- Mitteil. *DBG*, **68**, 111-114.
- REVEL J.C. (1982)- Formation des sols sur marnes. Etude d'une chronoséquence et d'une toposéquence complexe dans le terrefort toulousain. *Thèse d'Etat*, Sciences, INP, Toulouse, 250 p.
- REVILLION P.Y. (1984)- Le problème de l'érosion des terres agricoles dans le Lauragais (Haute-Garonne). Dossier préliminaire à caractère méthodologique et pédagogique. Rapport du Bureau du Développement de la Production Agricole, ministère de l'Agriculture (ENGREF) et Secrétariat d'Etat à l'Environnement et à la Qualité de la Vie, 31 p.
- ROCHE M. (1963)- Hydrologie de surface. Ed. GAUTHIER-VILLARS (ORSTOM), Paris, 430 p.
- ROCHE M. (1967)- Essai de définition d'un hydrogramme standard. *Bull. A.I.H.S.*, **12** (4), 19-33.
- ROUAUD M. (1987)- Evaluation de l'érosion quaternaire des remaniements de versant et de l'érosion en rigoles dans le Terrefort Toulousain. *Thèse 3^{ème} cycle* univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 320 p.
- RUFFINONI C. (2004)- Contribution des ripisylves au contrôle des flux de nitrates. *Et. Rech. Syst. Agraires Dév.*, **29**, 115-137.
- SEMHI K. (1996)- Erosion et transferts de matières sur le bassin versant de la Garonne. Influence de la sécheresse. *Thèse Doct.*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 203 p.
- SEMHI K., AMIOTTE-SUCHET P., CLAUER N. et PROBST J.-L. (2000)- Dissolved silica in the Garonne river waters : changes in the weathering dynamics. *Environmental Geology*, **40**, 19-26.

- SEMHI K., AMIOTTE-SUCHET P., CLAUER N. et PROBST J.-L. (2000)- Impact of nitrogen fertilizers on the natural weathering erosion processes and the fluvial transport in the Garonne basin. *Appl. Geochem.*, **15**, 865-878.
- SIGG L., BEHRA P. et STUMM W. (2000)- Chimie des milieux aquatiques – chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. 3è éd, ISBN 2 10004739 6, Dunod.
- SMITH R.L., HOWES B.L. et CHERRY S.A. (1986)- Denitrification in nitrate-contaminated groundwater. Occurrence in steep vertical geochemical gradients. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **55**, 1815-1825.
- TRIMBLE S.W. (1975)- Denudation studies : Can we assume stream steady-state ? *Science*, **188**, 1207-1208.
- TRIMBLE S.W. (1977)- The fallacy of stream equilibrium in contemporary denudation studies. *American Journ. Sci.*, **277**, 876-887.
- TROLARD F., BIDOIS J., BOURRIE G., CURMI P., DURAND P., GERMON J.-C., HENAULT C., RISMONDO L. et SOULIER A. (1995)- Mise au point d'une typologie des milieux réducteurs naturels en relation avec le potentiel dénitrifiant des sols. Rapport contrat de Recherche INRA-Ministère de l'Environnement, 81 p.
- TROLARD F., BOURRIE G., SOULIER A., MAITRE V., GENIN J.-M.R. et ABDELMOULA M. (1998)- Dynamique de l'oxydoréduction dans les zones humides. Dans : Agriculture intensive et qualité des eaux, INRA Editions, chap.3, p. 185-208.
- TRUDELL M.R., GILLHAM R.W. et DUFF J.H. (1991)- An in-situ study of evidence for denitrification in groundwater, *J. Hydrol.*, **50**, 191-200.
- VEYSSY E., COLAS C., ETCHEBER H., MANEUX E. et PROBST J.-L. (1996)- Transports fluviaux de carbone organique par la Garonne à l'entrée de l'estuaire de la Gironde. *Sci Geol Bull*, **49**, 1-4, 127-153, Strasbourg.
- VISOCKY A.P. (1970)- Estimating the ground water contribution to storm runoff by the electrical conductance method. *Ground water*, **8** (2), p. 5-10
- WALLING D.E. and WEBB B.W. (1985)- Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers : some cautionary comments. *Mar. Poll. Bull.*, **16** (2), 488-492.

CHAPITRE 5

- BERNER E.K. et BERNER R.A. (1987)- The global water cycle. Geochemistry and environment. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- KUMP L.R., BRANTLEY S.L. and ARTHUR M.A. (2000)- Chemical weathering, atmospheric CO₂ and climate. *Annu. Rev. Planet. Sci.*, **28**, 611-667.
- PROBST J.L. (1992)- Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sci. Géol., Mém.*, **94**, 161 p., Strasbourg.
- TARDY Y. et ROQUIN C. (1998)- Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales. Editions BRGM. Orleans.

INDEX DES AUTEURS

- ABDUL A.S. : 51
AL-DROUBI : 113
AMBROISE B. : 12, 42
AMIOTTE-SUCHET P. : 15, 19, 143, 164, 172, 175, 178
AMON : 121
ANDREUX : 127
ARAUJO A.A.M. : 47
ASTRE : 143
AUZET A.V. : 161, 164
BAKER M.A. : 168
BARDOSSY G. : 58
BARLIER J.F. : 177
BARNES B.S. : 42
BARSHAD : 116
BARTHES J.F. : 161
BASSOT J.P. : 58
BENNER R. : 121
BERNER E.K. : 181, 190
BERNOUX M. : 125
BESSELES B. : 58
BILLEN G. : 168
BLAIR N. : 128
BOCQUIER G. : 77
BOEGLIN J.L. : 10, 15, 19, 57, 61, 84
BOIFFIN J. : 161
BOULET R. : 58, 77
BOULVERT Y. : 58
BOUTTON T.W. : 125
BRANDES J.A. : 168
BROWN S. : 125
BRUNET R. : 161
BRUNET-MORET Y. : 57
CAMARGO M.N. : 116
CAPPUS P. : 42
CARPENTER S.J. : 127
CASTAING G. : 161
CASTANY G. : 42, 143
CAVILLE A. : 177
CAVALIE J. : 161
CERLING T.E. : 134
COLE J.J. : 119
CHOW V.T. : 143
COSANDEY C. : 12
CRAIG H. : 133
CROS-CAYOT S. : 42
CROUZEL F. : 143, 177
CURTIS W.F. : 123
DEINES P. : 133
DESJARDINS T. : 125, 127
DEVOL A.H. : 122, 125
DE VRIES A. : 183
DINCER T. : 6
DRESSAYRE E. : 161
DREVER J.I. : 16, 19, 20, 70, 83, 114
DUBUCQ M. : 161
DUBROEUCQ D. : 117
DUCHAUFOR P. : 125, 136, 165
DUNNE T. : 42
DURAND R. : 178
ECKHARDT K. : 47
ETCHANCHU D. : 10, 16, 158, 181
ETCHEBER H. : 161
FAURE G. : 133, 134
FAURIE G. : 178
GAC J.Y. : 10, 19, 20
GALLIEN E. : 161
GARRELS R.M. : 19, 77, 83, 113
GIBBS R.J. : 111
GUYOT J.L. : 94, 105, 106
HEDGES J.I. : 16, 122, 124, 125
HENAULT C. : 168
HEWLETT J.D. : 42
HINO M. : 47
HITCHON : 114
HOOPER R.P. : 6
HORTON R.E. : 42, 161
HUBSCHMAN J. : 177
HUBERT P. : 6
JOUANNEAU J.M. : 161
JUNK W. : 94
KUMP L.R. : 30, 190

- KONTA J. : 84
LEROUX M. : 59
KORZOUN : 94
KUMP L.R. : 30
LAMBERT R. : 149
LASALA A.M. : 6
LAWRENCE A.R. : 168
LE BISSONNAIS Y. : 161
LEPILLER M. : 172
LIN R.G. : 161
LUDWIG B. : 161
MAIGNIEN R. : 58
MAILLET E. : 42
MANGIN A. : 48
MARENGO J.A. : 94
MARIOTTI A. : 168
MARQUES J. : 94
MARTINELLI L.A. : 94, 106, 128, 133
MAYORGA E. : 119, 121
McCLAIN M.E. : 94
Mc KNIGHT D. : 16
MEADE R.H. : 10, 122, 123
MEROT P. : 11, 42
MEYBECK M. : 185
MILESI J.P. : 58
MILLER E.K. : 19
MILLIMAN J.D. : 117
MILLOT : 114
MONNIER G. : 161
MOOK W.G. : 133
MOREIRA M.Z. : 134
MORTATTI J. : 6, 10, 47, 93, 94, 95
NEAL C. : 6
NORDT L.C. : 133
OLIVER B.G. : 16
OLIVRY J.C. : 10
ORANGE D. : 57, 58
PAPY F. : 161
PARDE M. : 142
PAUWELS H. : 168
PEDRO : 19, 22, 58
PETERJOHN : 168
PICOUE C. : 81
PILGRIM D.H. : 6
PINDER G.F. : 6
PROBST J.L. : 10, 48, 142, 167, 168, 175, 178, 190
QUAY P.D. : 119, 121, 133
RAMBERT B. : 159
RENGER M. : 165
REVEL J.C. : 177
REVILLION P.Y. : 161
RIBEIRO A. : 94
RICHEY J.E. : 94, 95, 119, 121, 123
ROBSON A. : 6
ROCHE M. : 42, 143
ROUAUD M. : 161
RUFFINONI C. : 168
SALATI E. : 94
SARRAILH J.M. : 7, 106
SEMHI K. : 174, 178
SIGG L. : 121, 168
SIOLI H. : 94
SMITH R.L. : 168
STUMM W. : 121
STALLARD R.F. : 30, 106, 107, 117
TAKEUCHI K. : 6
TARDY Y : 10, 17, 19, 20, 22, 31, 41, 58, 61, 70, 71, 77, 84, 85, 95, 113, 115, 116, 117, 118, 125, 190
TRIMBLE S.W. : 181
TROENDLE C.A. : 42
TROLARD F. : 168
TRUDELL M.R. : 168
TRUMBORE S.E. : 122, 139
VELBEL M.A. : 19
VEYSSY E. : 15, 53, 161, 163
VICTORIA R.L. : 94, 121, 123
VILLANOVA N.A. : 94
VISOCKY A.P. : 6, 155
VOGEL J.C. : 133
VOLKOFF B. : 118, 127
WALLING D.E. : 183
WHITE J.R. : 16
WISSMAR R.C. : 121

LISTE DES TABLEAUX

INTRODUCTION

Tableau 1- Caractéristiques climatiques des bassins versants étudiés.....	4
Tableau 2- Caractéristiques topographiques (altitude moyenne, Alt 0,95, Alt 0,05, pente moyenne) et morphologiques (indice de Gravelius, périmètre, superficie) des bassins étudiés.....	5
Tableau 3- Estimations des contributions moyennes au débit total (Qt) des 3 composantes hydrologiques (Rs, Ri, Rb) pour l'Amazone et ses 8 affluents, la somme des affluents, le Niger amont, la Garonne amont et aval ainsi que pour le bassin agricole du Girou (Qt m ³ .s ⁻¹ , mm.a ⁻¹ ou %).....	7

CHAPITRE 1

Tableau 1.1- Débit total moyen (Qt, m ³ .s ⁻¹ ou mm.a ⁻¹), superficie des bassins (A, 10 ³ km ²), station et nombre de prélèvements (n). Moyennes pondérées concernant le pH, les teneurs en ions majeurs (cations et anions) et en gaz (μmol.l ⁻¹), la balance ionique (S ⁺ , S ⁻ , μeq.l ⁻¹), concentrations en suspensions (FSS, CSS, TSS, POCF, POCC, POC, mg.l ⁻¹), log fO ₂ *, log fO ₂ ***, log fCO ₂ (calculé à partir de [HCO ₃ ⁻] et pH), pour les 9 stations du bassin de l'Amazone et la somme des affluents, le bassin du Niger amont, le bassin de la Garonne (bassin supérieur et bassin total) et le bassin du Girou.....	18
Tableau 1.2- Bilan de l'érosion chimique et de l'érosion mécanique et composantes du cycle de la silice.....	24
Tableau 1.3- Bilan de l'altération par la méthode de découpage géochimique. Pôles d'altération et bilan du CO ₂	25
Tableau 1.4a- Caractéristiques des 3 composantes du débit calculées pour l'Amazone, ses 8 principaux affluents, le Niger amont, la Garonne (bassin supérieur et bassin total) et le Girou. Espèces dissoutes (anions, cations, DIC, DOC, gaz, mmol.l ⁻¹). Balance ionique, comprenant DOC (S ⁺ , S ⁻ , meq.l ⁻¹).....	28
Tableau 1.4b- Caractéristiques des 3 composantes du débit, calculées pour l'Amazone, ses 8 principaux affluents, le Niger amont, la Garonne (bassin supérieur et bassin total) et le Girou. Concentrations en suspensions : carbone organique particulaire (fraction grossière: POCC et fraction fine POCF, mg.l ⁻¹), matières en suspensions (fraction grossière : CSS et fraction fine : FSS; fraction totale TSS, mg.l ⁻¹). Teneur en SiO ₂ (μmol/L), composition gazeuse (O ₂ et CO ₂ , μmol.l ⁻¹), log fCO ₂ et log fO ₂ **.....	29
Tableau 1.5a- Norme d'altération dans Rs, Ri et Rb.....	32
Tableau 1.5b- Budget de consommation du CO ₂ et termes du bilan de l'érosion dans Rs, Ri et Rb.....	33
Tableau 1.6- Composition isotopique de l'oxygène (δ ¹⁸ O, ‰) dans les eaux de l'Amazone et de ses principaux affluents. Répartition entre Rs, Ri et Rb et écarts caractéristiques.....	34
Tableau 1.7- Coefficients de corrélation R, pour l'ensemble des bassins étudiés.. Valeur des coefficients R critiques (notés Rc) en regard de la loi de Fischer au risque α1 = 0,05 (caractères gras) et α2 = 0,1 (caractères gras italique).....	35
Tableau 1.8- Comparaison de la qualité descriptive de 2 modèles de mélange (traçage chimique M1 et filtrage hydrologique M2) et de l'optimum statistique sur la médiane des R ² de plus de 50 paramètres.....	40
Tableau 1.9a- Paramètres hydrologiques caractéristiques évalués pour chaque réservoir de l'ensemble des bassins versants étudiés : coefficient de vidange αk (j ⁻¹), temps de demi-vidange t _{1/2} (j) = ln 2 / αk, pic de crue du réservoir Qk (to) (mm/an) et capacité maximale Vk (to) = Qk (to) / αk.....	43
Tableau 1.9b- Caractéristiques hydroclimatiques déterminées par lecture directe des hydrogrammes annuels de chacun des bassins versants étudiés : débit maximum Qmax, débit minimum Qmin, débit moyen Qmoy, contrastes hydroclimatiques Qmax/Qmin et coefficients de variations hydrologiques	

$\delta Q_t/(Q_t \cdot \delta t)$ établis pour la montée de crue : indice de réactivité livré par la valeur maximale observée et indice de décroissance de débit à la pointe de crue livré par la valeur minimale observée.....44

Tableau 1.10- Paramètres hydrologiques caractéristiques obtenus par modélisation : coefficients de vidange (identiques au tableau 1.9), coefficients de recharge KRi et KRb et coefficients d'équilibre.....49

CHAPITRE 2

Tableau 2.1- Caractéristiques du réseau hydrographique du fleuve Niger (d'après Orange, 1990)....58

Tableau 2.2- Caractéristiques des 5 composantes de l'écoulement du Niger : espèces dissoutes et charge en suspension, conductivité, DOC et équivalent COO^- (calculé pour équilibrer la balance ionique), pH, $\log f\text{CO}_2$, SiO_2 et indice géochimique d'altération Re.....65

Tableau 2.3- Bilan hydrologique : pluviosité (P, mm/an), débit total (Q_t , mm/an), débits spécifiques des 5 composantes (Q_R , Q_{Rh} , Q_N , Q_{Np} , Q_{Rr} , mm/an) et contributions respectives (%) établies sur la moyenne des 3 années hydrologiques 1990-1992 sur le bassin du Niger supérieur.....65

Tableau 2.4- Paramètres hydrologiques ; $Q_{k(t_0)}$: débit spécifique maximum ; α_k : coefficient de tarissement et $t_{1/2}(k)$: temps de résidence moyen des eaux, établis par ajustement de la loi de Maillet sur chaque réservoir, pour 3 cycles hydrologiques consécutifs.....67

Tableau 2.5- Détermination des contributions des différents écoulements au débit total du Niger. Valeurs calculées à 3 stades caractéristiques de l'hydrogramme total : étiage maximum, MES maximum et débit maximum. Comparaison entre valeurs mesurées et valeurs calculées pour Ca, Mg et K dans les eaux du Niger.....69

Tableau 2.6- Paramètres hydrologiques du bassin du Niger amont (moyenne 1990-1992).....73

Tableau 2.7- Coefficients de corrélation R entre les valeurs modélisées et les valeurs observées. Confrontation du modèle de traceurs chimiques (M1), du modèle hydrologique (M2) et du modèle de transposition M1 x M2.....75

Tableau 2.8- Caractéristiques des 5 composantes de l'écoulement du Niger estimées par ajustement du modèle hydrologique M2 : espèces dissoutes, charge en suspension MES, pH, et SiO_276

Tableau 2.9- Composition normative des roches contribuant à l'altération (en $\mu\text{mol/L}$ d'eau) au cours de la période 1990-92 et pour le réservoir superficiel moyen ($R_s + R_h + N_s$ appelé R_t), le réservoir de nappes profondes (N_p) et l'écoulement rapide salé (R_r).....77

Tableau 2.10- Contributions variables dues à l'altération des minéraux ($\mu\text{mol/L}$) et ratios caractéristiques à trois stades du cycle hydrologique.....78

Tableau 2.11- Caractéristiques physico-chimiques des eaux du Niger, pour (1) les trois années d'étude 1990, 1991, 1992 (+ moyenne), pour (2) trois stades distincts de l'hydrogramme sur une année moyenne et (3) pour quatre compartiments hydrologiques différents (R_s , R_h+N_s , N_p , R_r). Débit total (Q_t , en mm/an) ; pH ; fugacité de CO_2 ($\log f\text{CO}_2$) ; activité de SiO_2 ($\log[\text{SiO}_2]$) ; concentration de CO_2 consommé (CO_2 cons, $\mu\text{mol/L}$) ; SiO_2 libérée par altération (SiO_2 rel, $\mu\text{mol/l}$) ; flux ($10^3 \text{ mol.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) spécifique de CO_2 (FCO_2 cons) et de SiO_2 libérée par altération (FSiO_2 rel) ; indice géochimique d'altération Re.....79

Tableau 2.12- Caractéristiques compositionnelles des roches granitiques (Tardy, 1969).....85

Tableau 2.13- Débits exprimés en mm/an. Flux de silice (FSiO_2) et de matériaux solides (F MES). Vitesse d'érosion chimique (V_{ch}), vitesse d'érosion mécanique (V_m) et vitesse d'approfondissement des profils d'altération ($V_{ch} - V_m$) sur le bassin du Niger, (1) pour les trois années hydrologiques 1990-1992 (calculé sur les moyennes) et (2) pour 4 moments caractéristiques de l'hydrogramme moyen annuel.....86

CHAPITRE 3

Tableau 3.1- Caractéristiques des principaux bassins étudiés : Solimões à Vargem Grande (amont), Amazone à Obidos (aval) et 7 affluents majeurs à une station proche de la confluence avec le cours principal.....	93
Tableau 3.2- Profil de concentration le long du cours principal de l'Amazone, établis par simple mélange des eaux des différents affluents entre Vargem Grande et Obidos. Comparaison avec les concentrations mesurées à Obidos et estimation de la composition des eaux de drainage des plaines d'inondation (varzeás).....	97
Tableau 3.3- Identification de 4 catégories homogènes de coefficients de corrélation (R^2). Valeurs seuil (1^{er} quartile, médiane, $3^{ème}$ quartile) établies pour les modèles à 3 et 4 réservoirs.....	101
Tableau 3.4a- Répartition des substances carbonées (DIC, DOC, POCF, POCC, CO_2), des substances bioactives, de la silice dissoute et de l'oxygène (O_2) au sein des 4 réservoirs Rs, Ri, Rn et Rd.....	102
Tableau 3.4b- Répartition des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$) au sein des 4 réservoirs Rs, Ri, Rd et Rn. Détermination des ratios atomiques C/N et des fugacités en O_2 et CO_2	103
Tableau 3.5- Ecart de composition entre Rn et Rd pour une variation équivalente à $+100 \mu mol/L$ d' O_2 .	104
Tableau 3.6- Coefficients d'ajustement permettant de déterminer QRd en fonction de Qt et FSS.....	104
Tableau 3.7- Modèle estimant la contribution des argillites, marnes et black shales à la charge solide FSS dans les cours d'eau.....	107
Tableau 3.8- Relation objective entre $\log [CSS (Rs+Ri)]$ et $\log [CSS (Qt)]$. Relation modélisée avec $\log [FSS (Rs+Ri)]$. Contribution estimée des argillites, des marnes et des black shales dans les écoulements Rs et Ri considérés ensemble : $[FSS-2 (Rs+Ri)] / [FSS (Rs+Ri)]$	108
Tableau 3.9- Bilan de l'érosion chimique et mécanique. Identification des composantes d'érosion chimique (VCh, m/Ma) sur silicates (SIL) et carbonates (CARB) et des composantes d'érosion mécanique (Vm, m/Ma) sur silicates (SIL), carbonates (CARB) et marnes (BSH).....	112
Tableau 3.10- Paramètres chimiques contrôlant le pH.....	114
Tableau 3.11- Composition isotopique de l'oxygène dans les eaux ($\delta^{18}O$, ‰), composition isotopique du carbone ($\delta^{13}C$, ‰), dans différentes fractions (DIC, POCF, POCC) et ratio C/N dans différentes phases (POCF, POCC). Moyennes pondérées pour chaque affluent, la somme des affluents et l'Amazone à Obidos. Données extraites du projet CAMREX.....	126
Tableau 3.12- Composition isotopique des 3 réservoirs Rs, Ri et Rb sur l'Amazone et ses principaux affluents : $\delta^{13}C$ (DIC), $\delta^{13}C$ (POCF) et $\delta^{13}C$ (POCC). Ratio atomique C/N du carbone organique (POCC et POCF).....	129
Tableau 3.13- Compositions isotopiques : $\delta^{13}C$ (DIC), $\delta^{13}C$ (POCC) et facteurs lithologiques : $FR = [CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}]$ et $[1 - FR] = [CO_2 \text{ cons.t} / CO_2 \text{ tot}]$	131
Tableau 3.14- Calcul de la distribution de $\delta^{13}C$ de CO_2 et HCO_3^- , à partir de $\delta^{13}C$ (DIC) en fonction de pH, pour les 10 cours d'eau étudiés, pour les 2 modèles A et B et pour les valeurs moyennes qui sont presque exactement intermédiaires.....	133
Tableau 3.15- $\delta^{13}C$ calculé (CO_2 g respiré) = $\delta^{13}C$ (CO_2 aq.) - 3,4 ‰. L'excès négatif de [$\delta^{13}C$ (POCC) + 18 ‰] est interprétée comme le résultat de la respiration de CO_2 et de la combinaison entre $\delta^{13}C$ (CO_2 g respiré) et l'air atmosphérique caractérisé par $\delta^{13}C$ (CO_2 g) = - 8 ‰.....	134
Tableau 3.16- Régression linéaire entre, d'une part, les indices isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ (DIC*) et d'autre part, le débit total Qt avec $\delta^{18}O = 1000 \times \alpha + \beta$ et $\delta^{13}C$ (DIC*) = $1000 \times \alpha + \beta$	135
Tableau 3.17- Composition isotopique $\delta^{13}C$ (DIC*), corrigée par déduction de la contribution des carbonates, dans les réservoirs Rs, Ri et Rb.....	136
Tableau 3.18- Paramètres caractéristiques de la dynamique du carbone sur podzol (modèle A), sur sol calcaire (modèle B) et sur sol brun calcaire (AB).....	136

CHAPITRE 4

Tableau 4.1- Evaluation de l'écoulement mensuel alimenté par la fonte des neiges (débits exprimés en m^3/s) pour différentes stations du bassin de la Garonne. Bouclage des flux.....	144
Tableau 4.2- Résultats de 4 régressions établies pour la Garonne amont ($n = 384$), la Garonne aval ($n = 187$) et le Girou ($n = 279$) portant sur les relations entre la charge solide dans les eaux de rivière et différents paramètres hydrologiques mesurés (Q_t) ou calculés (Q_R s, Q_R s/ Q_t , Q_{Ri} / Q_t).....	148
Tableau 4.3a- Coefficients de tarissement ($\alpha R_b j^{-1}$) de plusieurs cours d'eau de la région toulousaine déterminés au cours de la période Mai-Juin 1999 (base de données DIREN Midi-Pyrénées).....	149
Tableau 4.3b- Paramètres de vidange et de recharge (indices d'équilibre hydrologique) et dimension des deux réservoirs souterrains de la Garonne amont, de la Garonne aval et du Girou.....	149
Tableau 4.4- Evaluation de la composition chimique des réservoirs souterrains R_i et R_b au pas de temps mensuel sur le bassin du Girou (station de Cépet : 522 km^2). Valeurs exprimées en mg/L	152
Tableau 4.5- Composition de R_i et R_b au cours d'un cycle hydrologique complet sur le bassin de la Garonne amont (station de Toulouse, $10\,000 \text{ km}^2$).....	154
Tableau 4.6- Coefficients de partage entre les deux composantes du ruissellement $R_s(v)$ et $R_s(r)$ et les deux composantes de nappe N_s et N_p	156
Tableau 4.7- Caractéristiques des différentes composantes du débit calculées pour la Garonne (bassin supérieur et bassin total) et le Girou. Espèces dissoutes (anions, cations, DOC, gaz, $\mu\text{mol.l}^{-1}$). Balance ionique. Concentrations en suspensions (POC, MES, mg.l^{-1}).....	157
Tableau 4.8- Composantes du débit total annuel sur le bassin de la Garonne amont (station de Toulouse, données LDE 31), le bassin de la Garonne aval (station de La Réole, Moyenne 1990-92, données ONT) et le bassin du Girou (station de Cépet, 1983-84, modifié d'après Etchanchu, 1988).....	158
Tableau 4.9- Répartition des espèces chimiques dissoutes (mg/L), du pH et des matières en suspension (mg/L) dans R_s , R_i , N_s et N_p au cours des 7 crues du Girou, entre Décembre 1982 et Mars 1985.....	160
Tableaux 4.10a, 4.10b et 4.10c- Débit moyen mesuré au cours des crues étudiées et écoulements spécifiques des trois réservoirs R_s , R_i et R_b . Détermination de la charge solide dans le ruissellement R_s , et au sein de sa composante $R_s(v)$. Ajustement polynomial $\text{MES} = B \times Q_Rs/Q_t \times (1 + A_o \times Q_Rs)$ et comparaison des coefficients de corrélation des trois modèles testés. Données obtenues pour la Garonne aval (tableau 4.10a), le Girou (tableau 4.10b) et la Garonne amont (tableau 4.10c).....	163
Tableau 4.11a- Détermination des flux de percolation entre R_i et N_s (notés VR_i-N_s) au cours de 5 crues sur le bassin du Girou.....	165
Tableau 4.11b- Prévisions des teneurs en nitrates avant la crue (point A) et après la crue (point B) par application directe du modèle de mélange à 4 réservoirs de composition constante.....	166
Tableau 4.11c- Composition des nappes superficielles en nitrates aux points A et B après prise en compte des flux de percolation.....	166
Tableau 4.11d- Estimation des teneurs en nitrates aux points A et B établies à partir d'un modèle à composition variable pour N_s . Comparaison des deux modèles testés en fonction de leur aptitude à prévoir l'écart $\text{NO}_3^- (B) - \text{NO}_3^- (A)$	167
Tableau 4.12- Comparaison de la conductivité (Co) et du débit total (Q_t) à trois moments spécifiques : l'avant-crue (t_0), la pointe de crue (t_1) et l'après-crue (t_2) pour 8 crues de la Garonne amont (station de Toulouse) au cours du cycle hydrologique 1999-2000.....	169
Tableau 4.13- Pôles d'altération (exprimés en $\mu\text{mol/L}$) au cours de la crue des 11 et 12 Juin 2000 et composantes du cycle du carbone : $\text{CO}_2 \text{ carb}$, $\text{CO}_2 \text{ sil}$, $\text{CO}_2 \text{ cons}$ et $\text{CO}_2 \text{ tot}$	170
Tableau 4.14- Caractéristiques chimiques des réservoirs identifiés mettant en évidence l'influence des karsts à différents niveaux, à l'échelle d'un cycle annuel complet et à l'échelle d'une crue.....	170
Tableau 4.15- Relations entre le débit total Q_t et les termes du bilan du CO_2 sur le bassin de la Garonne aval (station de La Réole) et du Girou (station de Cépet).....	172

Tableau 4.16- Norme d'altération moyenne annuelle établie pour trois cycle hydrologiques sur le bassin de la Garonne, à la station de la Réole. Détermination de la vitesse d'érosion chimique (VCh) et de la vitesse d'érosion mécanique (Vm). Comparaison avec la moyenne établie à Couthures sur la moyenne des données chimiques recueillies sur la période 1971-1985.....	174
Tableau 4.17- Norme d'altération établie pour les 4 réservoirs Rs, Ri, Ns et Np sur le bassin versant de la Garonne aval et sur le bassin versant du Girou.....	174
Tableau 4.18- Bilan de consommation du CO ₂ établi pour les 4 réservoirs Rs, Ri, Ns et Np sur le bassin versant de la Garonne aval et sur le bassin versant du Girou.....	176
Tableau 4.19- Termes du bilan géochimique de la silice.....	179
Tableau 4.20- Occupation des sols du bassin du Girou. Comparaison entre Janvier 1984 et Mai 1984 en vue d'établir l'impact des surfaces labourées sur l'érosion mécanique.....	182
Tableau 4.21- Origine des espèces chimiques, identification et contribution de 5 compartiments à la minéralité des eaux de drainage (valeurs exprimées en $\mu\text{mol/L}$) sur le bassin de la Garonne aval (Couthures), le bassin de la Garonne amont (Toulouse) et le bassin du Girou (Cépet).....	182
Tableau 4.22- Flux d'exportation établis à l'exutoire du Girou (donné en $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) ; comparaison des bilans en fonction de la fréquence d'échantillonnage (quotidien ou mensuel).....	183
Tableau 4.23- Relation entre les fréquences de prélèvement (F) et l'incertitude (I) des estimations sur le bassin du Girou ; Inventaire des coefficients a et b obtenus par régression linéaire $I = a\cdot F^b$ et des fréquences de prélèvement (en jours) requises pour réduire l'incertitude à α %.....	185

CHAPITRE 5

Tableau 5.1- Débit spécifique des 3 réservoirs élémentaires Rs, Ri et Rb pour le mois le plus sec, le mois le plus humide et le mois pour lequel la contribution de Rs est maximale (QRs/Qt). Cas du Niger amont, de l'Amazonie et de la Garonne.....	187
Tableau 5.2- Débit spécifique des 3 réservoirs élémentaires Rs, Ri et Rb pour l'année la plus sèche, l'année la plus humide et la moyenne. Cas du Niger amont, de l'Amazonie et de la Garonne aval.....	188
Tableau 5.3- Prévision des composantes de l'hydrogramme annuel.....	188
Tableau 5.4- Bilan sédimentaire du Niger amont, de l'Amazonie et de la Garonne pour l'année la plus sèche, l'année la plus humide et la moyenne. Charge solide moyenne (mg/L), flux solide ($\text{T}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$) et vitesse d'érosion mécanique (Vm, m/Ma).....	189
Tableau 5.5- Variation des flux solides (F MES, exprimés en $\text{T}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$) en fonction de l'écoulement total Qt pour les bassins versants du Niger amont, de l'Amazonie et de la Garonne. Relations simplifiées bi-logarithmiques et estimations des bilans sédimentaires pour différentes valeurs de Qt.....	189
Tableau 5.6- Bilan sédimentaire du Niger amont, de l'Amazonie et de la Garonne pour le mois le plus sec, le mois le plus humide et le maximum contributif de QRs (QRs/Qt max). Charge solide moyenne (mg/L), flux solide ($\text{T}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$) et vitesse d'érosion mécanique (Vm, m/Ma).....	190
Tableau 5.7- Bilan de l'altération géochimique : vitesse d'érosion chimique (VCh, m/Ma) et flux de consommation de CO ₂ (FCO ₂ , $\text{T}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$), pour l'année la plus sèche, l'année la plus humide et l'année moyenne sur les bassins du Niger, de l'Amazonie et de la Garonne.....	191
Tableau 5.8- Bilan de l'altération géochimique : vitesse d'érosion chimique (VCh, m/Ma) et flux de consommation de CO ₂ (FCO ₂ , $\text{T}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$), pour le mois le plus sec, le mois le plus humide et le maximum contributif de QRs (QRs/Qt max) sur les bassins du Niger, de l'Amazonie et de la Garonne.....	192
Tableau 5.9- Bilan de l'altération géochimique à long terme : vitesse d'érosion chimique (VCh, m/Ma) et flux de consommation de CO ₂ (FCO ₂ , $\text{T}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$), pour l'année la plus sèche, l'année la plus humide et une année moyenne sur les bassins du Niger et de l'Amazonie et de la Garonne.....	192

Tableau 5.10- Bilan de la silice appréciée par le ratio Re sur les bassins du Niger, de l'Amazone et de la Garonne, pour des situations hydrologiques contrastées (année la plus sèche, année la plus humide, année moyenne, mois le plus sec, mois le plus humide).....**193**

Tableau 5.11- Projection du pH, de la teneur en bicarbonates et de log fCO₂ sur les bassins du Niger et de l'Amazone, pour des situations hydrologiques contrastées (année la plus sèche, année la plus humide, année moyenne, mois le plus sec, mois le plus humide).....**195**

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Figure 1- Carte de situation du bassin du Niger amont	2
Figure 2- Carte de situation du bassin de l'Amazonie. Localisation des principaux bassins fluviaux secondaires et de leur point de confluence au cours principal.....	3
Figure 3- Répartition des pluies à l'échelle du bassin de la Garonne. Localisation des stations de surveillance à l'exutoire de la Garonne amont (Toulouse), du Girou (Cépet) et de la Garonne aval (La Réole) quelques kilomètres en amont de la limite d'influence de la marée dynamique.....	3
Figure 4- Courbe d'étalonnage : variations des 3 composantes hydrologiques (R_s , R_i , R_b , mm.an^{-1}) en fonction du débit total (Q_t , mm.an^{-1}).....	7
Figure 5- Illustration graphique de la méthode du triangle, appliquée au découpage de l'hydrogramme du Rio Madeira ($n = 7$ échantillons).....	8
Figure 6- Hydrogramme de crue du fleuve Chari, Afrique. Variations mensuelles des teneurs en sodium et de la charge solide (d'après Gac, 1980).....	10
Figure 7- Circulation de l'eau dans les sols et alimentation des écoulements élémentaires R_s , R_i et R_b sur sol humide (a) et sol sec (b). Distinction entre la mise en mouvement d'eau pré-existante et d'eau nouvelle (modifié d'après Ambroise, 1998).....	11-12

CHAPITRE 1

Figure 1.1- Evolution attendue des teneurs en carbone organique dissous (DOC), en nitrates, en O_2 et en CO_2 dans les sols.....	17
Figure 1.2a- Relation entre le facteur lithologique ($FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$) et le pH.....	21
Figure 1.2b- Relation entre le facteur lithologique FR et le rapport $Re = SiO_2 / Al_2O_3$	23
Figure 1.3- Probabilité de non-dépassement des coefficients de corrélations R tous bassins et tous paramètres confondus.....	36
Figure 1.4- Relation entre la capacité de stockage de R_i (VR_i , mm) et l'indice de contraste climatique $Q_{\text{max}} / Q_{\text{min}}$. Mise en évidence du rôle régulateur des zones de stockage (nappes d'accompagnement) sur les variations de l'écoulement total.....	44
Figure 1.5- Relation entre la capacité de stockage du réservoir R_b (noté VR_b , exprimé en mm) et le débit minimum observé (Q_{min} , mm/an). Rôle régulateur des nappes sur le débit d'étiage.....	45
Figure 1.6- Variations du débit spécifique de R_b au cours du temps sur le Niger amont (moyenne 1990-92). Mise en évidence d'une réduction progression du coefficient de tarissement suggérant la coexistence de deux nappes : une composante superficielle N_s et une composante profonde N_p	46
Figure 1.7- Variations du débit spécifique de R_b au cours du temps sur le petit cours d'eau du Girou. Mise en évidence de deux composantes distinctes d'un point de vue hydrologique : une composante superficielle N_s qui se tarit rapidement et d'une composante profonde N_p qui se recharge avant de décroître lentement.....	47
Figure 1.8- Déphasage entre l'onde turbide et l'onde humide au cours de la crue de Juin 2000 à Lacroix Falgarde (bassin de l'Ariège, 3800 km^2).....	51
Figure 1.9a- Fluctuations saisonnières de pH au cours d'un cycle hydrologique annuel. Distinction de pH max et pH min établis sur des moyennes hebdomadaires (Garonne, station de Toulouse, 10 000 km^2 , données extraites de la base de données LDE 31).....	52

Figure 1.9b- Variations diurnes de pH et O ₂ (valeurs moyennes annuelles) sur la Garonne amont (station de Toulouse, 10 000 km ² , données extraites de la base de données LDE 31).....	53
Figure 1.10a- Comparaison entre les fluctuations de teneurs en nitrates et les variations de débit total (bassin du Girou, Février 1984).....	56
Figure 1.10b- Comparaison entre les fluctuations de teneurs en nitrates et les variations de débit total (bassin du Girou, Mai 84).....	56

CHAPITRE 2

Figure 2.1- Relations entre Na ⁺ et MES, mesurés sur le Niger supérieur (1990-92) le long des portions A, B, C, D, E, F, G, A. Notons que des relation linéaires strictes sont ajustées pendant la montée de crue (à l'exception de l'onde salée Rr) et la fin de la décrue (G → A), où seuls deux réservoirs (Rs et Np dans le premier cas, Ns et Np dans le second) sont contributifs.....	62
Figure 2.2- Chémio-hydrogrammes : variations concomitantes du débit total (Qt) et des concentrations en suspensions MES (a) ou de Qt et de Na ⁺ (b) au cours d'un cycle hydrologique annuel moyen.....	64
Figure 2.3- Aperçu de la chronologie des processus hydrologiques intervenant sur le bassin du Niger, à l'exutoire de Bamako. Contributions cumulées (Qk/Qt) de chacun des 5 réservoirs le long des 3 cycles annuels.....	66
Figure 2.4- Variation de la charge solide dans l'écoulement de surface R1 = (Rs + Rh) en fonction du temps écoulé depuis le début de la montée des eaux.....	72
Figure 2.5- Décomposition de l'hydrogramme de crue en trois composantes (R1, Ns et Np) établies par la méthode de vidange et de recharge calibrée à partir du modèle de traceurs chimiques.....	73
Figure 2.6- Evolution de la contribution de Rr, Rs et Rh au ruissellement total R1 en fonction du drainage cumulé (mm). Mise en évidence d'une séquence chronologique. Données moyennes 1990-92.....	74
Figure 2.7- Variations saisonnières de l'indice d'altération Re en fonction du débit total Qt sur le bassin du Niger durant la période 1990-1992.....	80
Figure 2.8- SiO ₂ (rel), libérée par altération et évacuée en solution dans les eaux du Niger. Concentrations (μmol/L) et flux (10 ³ mol.km ⁻² .an ⁻¹) en fonction du débit total (Qt, mm/an).....	82
Figure 2.9- CO ₂ consommé par altération : concentrations (CO ₂ cons, μmol/L) et flux spécifiques (FCO ₂ cons, 10 ³ mol.km ⁻² .an ⁻¹).....	82
Figure 2.10- CO ₂ consommé par altération : concentrations (CO ₂ cons, μmol/L) et écoulement total (Qt, mm/an) au cours de la période 1990-1992.....	83
Figure 2.11- Relation entre la teneur en silice évacuée et la teneur en CO ₂ consommé par altération (μmol/L) établie dans les eaux du Niger durant la période 1990-1993.....	84
Figure 2.12- Fluctuations de la vitesse d'érosion chimique (Vch) au cours des trois années hydrologiques 1990-1992, sur le bassin du Niger à la station de Bamako.....	86
Figure 2.13- Fluctuations de la vitesse d'érosion mécanique (Vm) le long de l'hydrogramme de crue au cours des 3 années hydrologiques 1990-1992 sur le bassin du Niger, à la station de Bamako.....	87
Figure 2.14- Fluctuations du taux d'approfondissement des profils d'altération (Vch – Vm) au cours des hydrogrammes de crue correspondant aux trois années hydrologiques 1990-1992 sur le bassin du Niger à l'exutoire de Bamako.....	88
Figure 2.15- Variations des débits spécifiques (Qk, exprimés en mm/an) des 4 principaux réservoirs (Rs, Rh, Ns et Np) en fonction du débit total (Qt, mm/an).....	90
Figure 2.16- Relation entre la vitesse d'érosion chimique (VCh, exprimée en m/Ma) et le drainage total (Qt, mm/an).....	90

Figure 2.17- Variation des vitesses d'érosion chimique et mécanique en fonction du débit. Détermination de la vitesse d'approfondissement des profils ($V_{Ch} - V_m$) maximale et du point d'équilibre pour lequel $V_{Ch} = V_m$	91
---	-----------

CHAPITRE 3

Figure 3.1- Fluctuations saisonnières de débit sur les Rios Madeira, Negro et Amazone. Mise en évidence d'un déphasage concernant l'apparition de la saison humide entre le Nord et le Sud du bassin. Données moyennes DNAEE, 1974-1990.....	95
Figure 3.2- Concentrations de quelques éléments caractéristiques le long de l'Amazone, de Vargem Grande (amont) à Obidos (aval).....	98
Figure 3.3- Variation des valeurs moyennes de $\log fO_2^*$ (trait pointillé), en fonction de $\log CSS$ et mis en regard avec $\log FSS$ (trait plein). Valeurs moyennes pour les différents Rios du bassin de l'Amazone.....	100
Figure 3.4- Relation entre le débit fictif QR_d (nappes transformées) et la charge solide fine (FSS), agent de turbidité des eaux. Mise en évidence d'un contrôle de l'activité biologique de l'Amazone par la turbidité des eaux, facteur d'inhibition.....	105
Figure 3.5- Relation entre $\log [FSS(Q_t)]$ et $\log [CSS(Q_t)]$. Distinction entre l'érosion mécanique de type WEA consécutive à l'altération chimique $[FSS-WEA (Q_t)]$ et l'érosion mécanique de type BSH consécutive à l'ablation directe de roches sédimentaires tendres $[FSS-BSH (Q_t)]$	107
Figure 3.6- Relation objective entre $\log [CSS (R_s+R_i)]$ et $\log [CSS (Q_t)]$ et relation modélisée entre $\log [FSS-WEA (R_s+R_i)]$ et $\log [CSS (Q_t)]$	108
Figure 3.7- Termes de l'érosion chimique et de l'érosion mécanique le long d'une toposéquence.....	110
Figure 3.8- Modélisation des variations de pH en fonction de $FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$ et détermination de trois fonctions différentes pour R_s , R_i et R_n	115
Figure 3.9- Relation entre la teneur en nitrates dans R_d et la composition isotopique du carbone dans la fraction organique particulaire fine (POCF). Mise en évidence d'un contrôle biochimique.....	120
Figure 3.10- Relation entre pH et $\delta^{13}C$ (DIC) dans R_d . Mise en évidence du contrôle de la composition isotopique du carbone inorganique dissous par le pH.....	120
Figure 3.11- Variations de la teneur en suspensions (fraction fine : FSS) en fonction du débit sur le bassin de l'Amazone et la somme de ses affluents majeurs.....	123
Figure 3.12- Variations comparées du $\delta^{18}O$ à l'amont (somme des affluents) et à l'aval (Amazone à Obidos) en fonction du débit.....	124
Figure 3.13- Relation quasi- linéaire entre $\delta^{13}C$ (DIC) et $FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$. La droite ajustée passe par les deux points extrêmes : A [$FR = 0$; $\delta^{13}C-DIC = -25,5 \text{ ‰}$] et B [$FR = 0,50$ (100% carbonates) ; $\delta^{13}C-DIC = -11 \text{ ‰}$].....	127
Figure 3.14- Relation entre $\delta^{13}C$ (POCC) et $\delta^{13}C$ (POCF) établis sur la moyenne des 8 excursions. Mise en évidence d'un alourdissement de la fraction fine qui témoigne d'une maturation de la matière organique par oxydation des litières.....	130
Figure 3.15- Relation entre l'alourdissement isotopique du DIC - noté $\Delta\delta^{13}C$ (DIC) -et la nature de la roche mère estimée à partir de l'indice lithologique $FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$	132
Figure 3.16- Corrélation inverse entre Q_t et $\delta^{13}C$ (DIC*) sur le Rio Purus.....	135
Figure 3.17- Corrélation entre le taux de respiration des sols ($CO_2 \text{ resp} / CO_2 \text{ prod}$) et l'écart de composition isotopique $\Delta\delta^{13}C$ (DIC).....	137
Figure 3.18- Cycle géochimique du carbone et de l'azote dans les sols.....	138

CHAPITRE 4

- Figure 4.1-** Découpage de l'hydrogramme annuel de la Garonne amont (station de Toulouse : 10 000 km²) par méthode hydrologique. Variations de débit des réservoirs Ri et Rb et Rf (fonte des neiges).....146
- Figure 4.2-** Relation entre la teneur en Na⁺ et le débit spécifique de Rb sur le bassin du Girou. Mise en évidence d'un réservoir de nappe stratifié du point de vue de la composition chimique.....147
- Figure 4.3-** Décomposition des hydrogrammes annuels en 3 composantes sur le bassin versant de la Garonne amont (A), du Girou (B) et de la Garonne aval (C).....150
- Figure 4.4-** Variation des teneurs en nitrates dans les réservoirs Ri et Rb au cours d'un cycle hydrologique. Estimation par la méthode d'ajustement hydrologique établie au pas de temps mensuel sur le cycle 1983-84. Cas du bassin du Girou.....153
- Figure 4.5-** Relation entre le débit total maximal et la charge solide du ruissellement de surface.....162
- Figure 4.6-** Fluctuations de la conductivité sur la Garonne (station de Toulouse, 10 000 km²) au cours d'un cycle annuel complet (8/1999 à 7/2000).....169
- Figure 4.7-** Relation entre les teneurs en nitrates et en sulfates, après correction des apports par les pluies sur le bassin versant du Girou.....173
- Figure 4.8-** Variations mensuelles de la part contributive des carbonates ($FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$) au bilan d'exportation du CO₂ total sur le bassin de la Garonne (station de Couthures, moyenne 1971-91).....173
- Figure 4.9-** Variations saisonnières de la part contributive des carbonates ($FR = CO_2 \text{ carb} / CO_2 \text{ tot}$) au bilan d'exportation du CO₂ total sur le bassin de la Garonne aval (station de La Réole, 1989-1991).....174
- Figure 4.10-** Variations comparées du débit moyen annuel (Qt, mm/an) et du flux de consommation de CO₂ (FCO₂, T.km⁻².an⁻¹) au cours de la période 1971-1985 à l'exutoire de Couthures (Garonne aval, 52000 km²).....175
- Figure 4.11-** Fluctuations saisonnières du ratio géochimique Re (bassin de la Garonne, station de La Réole, 1989-91).....179
- Figure 4.12-** Flux de nitrates journaliers et cumul au cours du cycle 1983-84 sur le bassin versant du Girou (station de Cépet, 522 km²).....184
- Figure 4.13-** Incertitude portant sur les bilans sédimentaires en fonction des intervalles de temps entre chaque prélèvement. Simulation d'échantillonnage établie pour la station de Toulouse sur le cycle 1999-2000.....184

CHAPITRE 5

- Figure 5.1-** Evolution de la composition des produits d'altération, appréciée par le ratio $Re = SiO_2/Al_2O_3$, en fonction du débit total (Qt, mm/an). Comparaison des moyennes mensuelles pour le Niger, l'amazone et la Garonne.....193

INDEX THEMATIQUE

A

Ablation : 24, 84, 106, 109, 171
 Acidification : 145
 Adsorption: 99
 Agence de l'Eau Adour-Garonne : 17, 144, 183
 Albite : 19, 32, 77
 Altération (voir Erosion chimique)
 Altitude (voir morphologie)
 Andes : 93-94, 105-106
 Anorthite : 19, 32, 77
 Anticyclones mobiles polaires : 59
 Approfondissement des profils : 88
 Argillite : 24, **106-109**
 Atmosphère des sols : 16, **17**, 70
 Auto-épuration : 168
 Autotrophe : 119, 165
 Azote : 17, 99, 118-120, 138, 165-168

B

Bassins jumeaux : 180
 Battance : 143, 161
 Berges : 84, 164
 Bilan hydrologique : 7-8, 158
 Bilan sédimentaire : 181-182, 188-190
 Bioactifs (voir éléments bioactifs)
 Biostasie : 19
 Black shales : 106-112, 114
 Boulbènes : 143

C

Calcaires : 19, 25, 77, 109-112, 177
 Calcite pédogénique : 77, 118
 Carbonates : 19, 25, 31, 77, 95, 109-112, 172
 Charge solide (voir MES)
 Chémio-hydrogrammes : 63-64
 Chronologie hydrologique : 66, 73-75
 Climat
 et érosion chimique : 90-92
 et érosion mécanique : 90-92
 oscillations : 95
 Climoséquence : 58, 80, 116, **118**

Coefficient de corrélation : 35-37
 Conductivité : 6, 55, 154, 157, 169-171
 CO₂
 distribution : 29
 pression partielle : 16, 17, 18
 consommation de CO₂ : 19, **20-21**, 25, 33, **81-84**, 172, 175
 CO₂ et métabolisme des cours d'eau : 26-27, 52-53, 104
 Corridor arboré : 119, 165
 Courbe d'étalonnage : 7-8
 Couverture des sols : 58, 71, 109, 161
 CSS : Coarse Suspended Sediment (> 63 µm) : 15, 18, 96-98, 106-109, 122-123
 Cycle du carbone : 138-140

D

Datation isotopique (voir isotopes $\delta^{14}\text{C}$)
 Décapage de surface (voir ablation)
 Décarbonatation : 109-112, 177
 Dégazage
 CO₂ : 119, 133, 138
 DMS, H₂S : 30
 Dénitrification : 138, 153, 158, 161, **168**
 Déphasages
 MES et Qt : 10, **50-51**, 63-64, 107-108
 onde salée et onde de crue : 37, 51, 61
 $\delta^{18}\text{O}$ (Rs) et $\delta^{18}\text{O}$ (Ri) : 34
 saison des pluies : 95
 Diagenèse : 161
 Diatomées : 53, 81, 117
 Dismutation de la MO : 130
 Dissolution-évaporation : 26, 65, 69, 145
 DOC: Dissolved Organic Carbon : 15, **16**, 18, 27, 52-53, 65, **69**, 99, 124, 125, 136, 137, 157, 164, 168
 Dolomite : 19, 25, 32, 77, 177

E

Echantillonnage : 183-185
 Effet de serre : 92, 139-140

Eh : 136

EHP : Evaporation Hydrologique Potentielle

Définition : 4

EHP et irrigation : 26

Eléments bioactifs : **99**, 120-121

Engrais (voir fertilisation)

Erosion chimique : 6, 19

calcul : 85-86, 109-112

contrôle cinétique : 23-24, 30, 110

contrôle géochimique : 23-24, 31, 110, 192

résultats : 25, 33, 85, 112, 179, 190-192

Erosion mécanique : 6, 19

Calcul : 87

et géologie : 24, 106-109

et climat : 188-190

et topographie : 24, 106-107

résultats : 25, 33, 87, 112

Etat initial : 187

Eutrophisation : 52

Evaporation

Données : 4, 59, 94, 142

traduction chimique : 61-62, 118

traduction isotopique : 34, **99**, 124, 134

F

Feldspath : 19, 32

Ferricrètes : 58

Fertilisation : 145, 167, 172, 176

Filtrage des séries de débit : 39-40, 42-43, 72-74, 122

Fonte des neiges : 37, 55, 142, **144-145**, 154, 157

FR : Indice lithologique = $\text{CO}_2 \text{ carb} / \text{CO}_2 \text{ tot}$

définition : 21

résultats : 25, 33

FR et pH : 21, 114-115

FR et Re : 23, 116-118

FR et $\delta^{13}\text{C}$: 127, 131-132

FR et Qt : 172

Fractionnement isotopique

voie chimique : 133

voie physique (par diffusion) : 133-134

voie biochimique : 127, 130

Frange capillaire : 10, 51, 54, 158

FSS: Fine Suspended Sediment ($< 63 \mu\text{m}$) : 15, 18, 100, 106-109

Fugacité (ou pression partielle)

CO_2 : 16, **17**, 18, 133, 138

O_2 : **17**, 18

G

Gédrite : 19, 32, 77

Gibbsite : 22, 31, 58, 77, 80, 84, 117-118

Granite : 85, 95

Grés : 20, 58, 118

Gypse : 19, 25, 32, 77, 114, 171

H

Halite : 19, 25, 32, 77

Hétérogénéité spatiale : 55, 96, 152, 155

Humidité relative : 94

Humification : 127-128

Humus : voir substances humiques

Hydrolyse (réactions) : 19

Hydrogramme : 151

Hydrotopie : 31, 80

Hypodermique (voir Ri)

I

Impact anthropique : 141, 145, 164, **180-185**, 186

Indice de Gravelius : 5-6

Inversion de profil : 15, 31, 111, 118, 140

Irrigation : 143

Isotopes

..... $\delta^{13}\text{C}$: 99, 103-104, 119-120, 123, **126-139**

..... $\delta^{18}\text{O}$: 6, 12, **34**, 99, 103, 124, 126, 134, 135

..... $\delta^{14}\text{C}$ et datation : 121, 125, 139

..... $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$: 116

..... $\delta^{34}\text{S}$: 114

..... $\delta^{15}\text{N}$: 168

K

Kaolinite : 19, 22, 31, 77, 80, 84, 175

Karsts : 37, 55, 145, 154, 155, **169-171**, 192

L

Labour : 161, 164

Lauragais : 161

LDE 31: Laboratoire départemental des Eaux de la Haute-Garonne : 16, 52, 53, 158, 170, 183

Lithoséquence : 116

Litières : 125, 130

Lixiviation : 153, 158, **165-167**

M

Maillet : 42
 Marnes : 20, 24, 106-109, 140
 Matières organiques : 70
 MES : Matières en Suspensions
 traceur du ruissellement : 6, 8-9, **71-72**
 données : 18, 65
 MES et plaines d'inondation : 10
 MES du ruissellement : 9, 13, 29, 156, 162
 Métabolisme C3/C4 : 123, 128
 Minéralisation
 définition : 16
 dans les sols : 137-138, 153
 dans les cours d'eau : 26-27, 30, **99**, 104, 121, 123, 124, 154, 161
 Molasse : 55, 143, 154, 162, 177
 Morphologie
 données morphologiques : 5, 58, 93, 141-142
 morphologie et hydrogramme : 6, 142

N

Nappes perchées : 7, 9, 54, **143**
 Nappes phréatiques (voir Rb)
 Nappes profondes (Np) : 47, 49, 53, **60**, 147, 155-157
 Nappes superficielles (Ns) : 47, 49, 53, **61**, 147, 155-157
 Nitrates : 157, 165-168
 données : 6
 métabolisme de la rivière : 53, 121
 Nitrification : 17, 138, 178
 Norme d'altération
 méthode : 19-20
 résultats 25, 32, 176

O

Organisation spatiale des bassins : 12, 55, 68
 Oscillations climatiques (voir climat)
 Oxygène
 $\delta^{18}\text{O}$: 6, 12, **34**, 99, 124, 126, 134, 135
 distribution : 29, 102
 et topographie : 30, **100**
 et métabolisme fluvial : 52-53, 100-101, 104, 154

P

Perturbation anthropique (voir impact)
 pH
 pH et indice lithologique : 21, 113
 pH et climat : 21, 113
 pH et photosynthèse : 52-53, 99, 102, 104, 114, 154
 distribution : 29, 102, 114-115
 pH et $\delta^{13}\text{C}$: 133
 pH et fonte des neiges : 154
 Phosphore : **99**, 121
 Photosynthèse : 16, 26-27, 29, 37, 52, 53, 70, 99, **100**, 104-105, 119-121, 128, 154
 Plaines alluviales
 Sédimentation : 10, 30, 96, 122-123
 échanges nappes-cours d'eau : 43-44, 150, 187
 minéralisation : 52-53, **98**, 121
 écoulement salé : 61, 68
 Pluies : 4, 59, 94, 142
 POC (Particulate Organic Carbon) : 156, 164
 POCC : Particulate Organic Carbon in Coarse fraction ($> 63\mu\text{m}$) : 15, 18, 29, 96-98, 125
 POCF : Particulate Organic Carbon in Fine fraction ($< 63\mu\text{m}$) : 15, 18, 29, 96-98, 125
 Podzols : 116, 118
 Point d'équilibre : 49-50, 73, 149
 Pollution
 agricole : 145, 178, 182
 urbaine : 147, 182
 Profils en long : **96-98**
 Pyrénées : 141-142
 Pyrite : 114, 168

Q

Quartz : 84, 85, 109, 117
 Qk = f (Qt) : 89-90, 186

R

Ratio C/N : 103, 121, 122, 124, 125, **126**, 129
 Rb : écoulement de base
 définition : 6, 11-12
 Rb et climat : 7, 11, 26
 Rb et géologie : 26
 Rb et interférence biologique : 26-27, 101-104
 Rd : écoulement de nappe modifié

définition : 101
 traçage chimique : 101
 caractéristiques : 102-104, 120-121
 Re : indice géochimique
 définition : 14, **22**
 Re et climat : 23, 31, 80, 116-118, 175, 192-193
 Re et géologie : 23, 31, 116-118, 192
 Re dans les réservoirs : 32, 77, 179
 Recharge : 11, 12, **47-50**, 54, 73, 146, 149, 165
 Recommandations méthodologiques : 41, 76, 185
 Recyclage
 du potassium : 27, 30, 65, 69
 de l'azote : 121, 168
 Reliquat sortie d'hiver (RSH) : 168
 Régime d'érosion : 106-112
 Représentativité de l'échantillonnage : 183-185
 Réserve utile : 167
 Respiration
 des sols : 123, 127, **134-136**
 des cours d'eau : 52-53, 154
 Rhéxistasie : 19
 Réservoirs
 distribution des espèces chimiques : 28, 29
 capacité : 44, 73, 150
 Ri : écoulement intermédiaire
 définition : 6, 13
 composante hypodermique : 10, 30, 42, **61**, 143
 Ri et morphologie aval : 30
 Ripsisylves : 156, 168
 Ruissellement de surface (Rs)
 définition : 6
 ruissellement et morphologie : 7, 27
 ruissellement et climat : 7, 10, 27, 156
 ruissellement de versant : 54, 148, 156
 ruissellement de thalweg : 54, 148, 156

S

Sécheresse : 174
 Sédimentation : 96, 122-123
 Silicates : 19, 77, 172
 Altération des silicates : 19
 Minéraux : 19, 32
 Silice : 19, 20, **22-24**, 29, 31, 71, **79-81**, 157, 175, 179
 Smectites : 22, 58, 65, 69, 71, 77, 80, 84, 118, 175, 180
 Sodium

traceur chimique des nappes : 6, 8-9
 distribution : 28, 65
 Source variable
 Définition : **12-13**, 42
 eau nouvelle, eau ancienne : 34, 160
 et érosion mécanique : 54, 147-148, **162**
 et ruissellement superficiel : 187
 Statistiques
 précision des estimateurs : 38-39
 optimisation : 38-39, 155
 tests : 38, 69, 75-76, 101
 Stock d'azote : 168
 Stratégie d'échantillonnage : 39, 41
 Subdivision
 du ruissellement : 54, 55, **147-148**, 154-155
 des nappes : 55, **60-61**, 147, 152, 155-156
 Substances humiques : 70, 125, 130
 Sylvite : 19, 32, 77, 78, 176

T

Tarissement
 définition : 42
 résultats dans Rs, Ri et Rb : 43
 contrôle morphologique : 43
 contrôle climatique : 43
 lois de vidange : 44-47, 67-68, 73, 148-149
 Température : 59, 94
 Terrasses alluviales : 143
 Terrefort : 143
 TOC (Total Organic Carbon) : 16, 18, 157
 Toposéquence : 58, 80, 110, 116
 Traceurs chimiques : 1, 6, 8-9, 71-72, 101
 Transition hydrologique : 152, 187
 Transport-limited erosion : 23-24, 30, 110
 Turbidité : 16, 100, 104-105, 171
 Turn-over de la matière organique : 125, 139

V

Variations saisonnières : 55, 56, **152-154**
 Varzeás (voir plaines alluviales)
 Vermiculite : 106, 118, 180, 193
 Vidange (voir tarissement)
 Volume des réservoirs : 44

W

Weathering-limited erosion : 23-24, 31, 110